

Geologica Bavarica

75 München 1977

Herausgeber und Verlag
Bayer. Geologisches Landesamt

GEOLOGICA BAVARICA

Herausgegeben vom Bayerischen Geologischen Landesamt

75

Ergebnisse der Ries-Forschungsbohrung 1973: Struktur des Kraters und Entwicklung des Kratersees

Mit Beiträgen von

KURT BADER	GÜNTHER GRAUP	ROLF OSTERTAG
ALFRED BERKTOLD	HELMUT GUDDEN	JOACHIM OTTEMANN
EBE-KARSTEN BLOHM	VOLKER HAAK	JEAN POHL
KURT BRAM	RALPH HÄNEL	WOLF-UWE REIMOLD
GÜNTHER VON DER BRELIE	JOCHEN HOEFS	PETER RICHTER
EDWARD C. T. CHAO	RICHARD HÖFLING	HELMUT RODEMANN
ERWIN DAVID	ALFRED HOLLERBACH	PETER ROTHE
RICHARD DEHM	JOACHIM HOMILIUS	MATTHIAS SALGER
WOLF VON ENGELHARDT	HEINZ HUFNAGEL	HERMANN SCHMIDT-KALER
KORD ERNSTSON	RUDOLF HÜTTNER	VOLKER STÄHLE
ULRIKE EWALD	BERNHARD JANKOWSKI	GERHARD STETTNER
ULRICH FÖRSTNER	WALTER JUNG	DIETER STÖFFLER
HEINZ FRIEDRICH	KLAUS KNÖDEL	GÜNTHER A. WAGNER
HANS FÜCHTBAUER	HEINZ MALZ	HERMANN WEHNER
HORST GALL	SIEGFRIED MATTHES	HERIBERT WIESNER
AHMED EL GORESY	HUBERTUS MERTES	MONIKA WOLF

und einem Vorwort von HELMUT VIDAL

Herausgeber und Verlag:

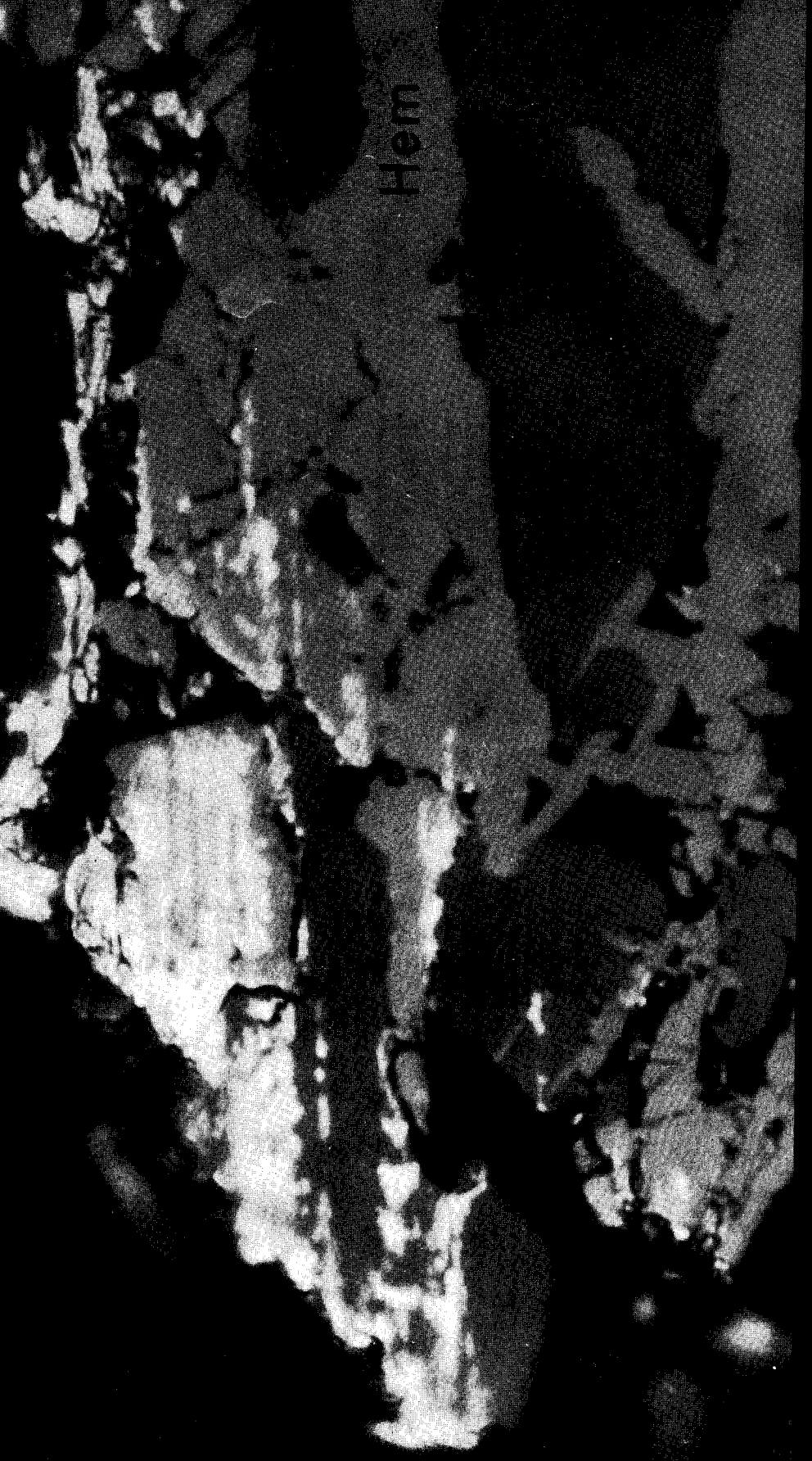
Bayer. Geologisches Landesamt, Prinzregentenstraße 28, 8000 München 22

Redaktion: HERMANN SCHMIDT-KALER

MÜNCHEN 1977

Geologica Bavarica	75	470 Seiten	153 Abb.	38 Tab.	9 Beil.	München 1977
--------------------	----	------------	----------	---------	---------	--------------

Hem



Titelbild

Auflichtaufnahme einer Probe aus der Teufe 602,7 m. Magnetit (Magn) entlang (111) in Hämatit (Hem) umgewandelt. Beide Mineralien sind durchsetzt von Fe-Cr-Ni-Metalladern (weiß). Diese Adern sind Kondensate des am Kraterboden verdampften Meteoriten (siehe Beitrag EL GORESY und CHAO). Vergrößerung 2700x.

Photomicrograph in reflected light of sample 602,7 m. Magnetite (Magn) martitized to hematite (Hem) along (111) directions. Both minerals and neighboring hornblende are intruded by Fe-Cr-Ni metal veins (white). These metal veins are condensation products of the vaporized meteorite (see paper by EL GORESY and CHAO). Magnification 2700x.

Text und Aufnahme: EL GORESY, Max-Planck-Institut f. Kernphysik, Heidelberg

Inhaltsverzeichnis

	Seite
VIDAL, H.: Vorwort	9
Foreword	
FÜCHTBAUER, H. et. al.: Tertiary lake sediments of the Ries, research borehole Nördlingen 1973 – a summary	13
Übersicht über die tertiären See-Sedimente im Ries (Forschungsbohrung Nördlingen 1973)	
JANKOWSKI, B.: Die Postimpakt-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	21
Post-impact sediments from the borehole Nördlingen 1973	
FÖRSTNER, U.: Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries-Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973)	37
Geochemical investigations of the Ries lake sediments (borehole Nördlingen 1973)	
FÖRSTNER, U. u. ROTHE, P.: Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (nach dem Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973)	49
Formation and diagenesis of carbonate sediments in the Ries lake (borehole Nördlingen 1973)	
ROTHE, P. u. HOEFS, J.: Isotopen-geochemische Untersuchungen an Karbonaten der Ries-See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	59
Isotopic composition of carbonates of the Ries lake sediments (borehole Nördlingen 1973)	
SALGER, M.: Die Tonminerale der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	67
Clay minerals from the borehole Nördlingen 1973	
MERTES, H.: Rutschgefüge in den jungtertiären See-Sedimenten der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	75
Slump structures in the Upper Tertiary lake sediments from the borehole Nördlingen 1973	
DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. u. MALZ, H.: Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	91
Animal and vegetable remains in the Upper Miocene lake deposits from the borehole Nördlingen 1973	
BRELIE, G. VON DER: Die Pollenflora der See-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	111
The pollen flora of the lake sediments from the borehole Nördlingen 1973	
WOLF, M.: Kohlenpetrographische Untersuchung der See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 und Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen aus dem Ries	127
Coal petrography of the lake sediments from the borehole Nördlingen 1973, with a comparison to other results from the Ries area	
HOLLERBACH, A., HUFNAGEL, H. u. WEHNER H.: Organisch-geochemische und -petrologische Untersuchungen an den See-Sedimenten aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	139
Geochemical and petrological investigations of organic matter in the lake sediments from the borehole Nördlingen 1973	
JANKOWSKI, B.: Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	155
The graded unit on top of the suevite layer in the borehole Nördlingen 1973	
STÖFFLER, D., EWALD, U., OSTERTAG, R. and REIMOLD, W.-U.: Research drilling Nördlingen 1973 (Ries): composition and texture of polymict impact breccias	163
Zusammensetzung und Gefüge der polymikten Impakt-Breccien aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	

	Seite
STÄHLE, V. u. OTTEMANN, J.: Ries-Forschungsbohrung 1973: Zeolithisierung der Gläser im Suevit und Petrographie der Beckensuevite und Gangbreccien	191
Zeolithization of glass in the suevite and petrography of the fallback suevite and the dike breccias (borehole Nördlingen 1973)	
GRAUP, G.: Die Petrographie der kristallinen Gesteine der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	219
Petrography of the basement rocks from the borehole Nördlingen 1973	
MATTHES, S., RICHTER, P. u. STETTNER, G.: Petrographische und geochemische Untersuchung ultramafischer und mafischer Einschaltungen im Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	231
Petrologic and geochemical investigations of mafic and ultramafic intercalations from the borehole Nördlingen 1973	
ENGELHARDT, W. VON u. GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	255
Shock metamorphism in crystalline rocks from the borehole Nördlingen 1973	
HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	273
Macroscopic observations on the deformation of the crystalline rocks from the borehole Nördlingen 1973	
DAVID, E.: Anmerkung zur Bruchmechanik der shatter-cone-Bildung	285
A note on the mechanism of fracture in the formation of shatter cones	
CHAO, E. C. T. and GORESY, A. EL: Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research deep drill core	289
Abnahme der Stoßwellen-Wirkung und Eindringen von Fe-Cr-Ni-Gängchen in der komprimierten Zone der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	
GORESY, A. EL and CHAO, E. C. T.: Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core	305
Entdeckung, Herkunft und Bedeutung der Fe-Cr-Ni-Gängchen in der komprimierten Zone der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	
POHL, J. et. al.: The research drillhole Nördlingen 1973 in the Ries crater – a summary of geophysical investigations	323
Übersicht über die geophysikalischen Untersuchungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	
POHL, J.: Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	329
Palaeomagnetic and rock magnetic investigations on cores from the borehole Nördlingen 1973	
WAGNER, G. A.: Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte	349
Fission track dating of apatite and sphene from the Ries crater – a contribution to the age determination and the thermal history	
ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater	355
New density and velocity distribution models for the Ries crater	
HÄNEL, R. u. BRAM, K.: Das geothermische Feld des Rieses	373
The geothermal field of the Ries crater area	
BLOHM, K.-E., FRIEDRICH, H. u. HOMILIUS, J.: Ein Ries-Profil nach geoelektrischen Tiefensondierungen	381
Profile across the Ries based on geoelectrical deep soundings	

HAAK, V., BERKTOLD, A., WIESNER, H., KNÖDEL, K. u. RODEMANN, H.: Zur Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Ries, ermittelt aus Magneto-Tellurik-Messungen On the distribution of the electrical conductivity in the Ries area, inferred from magneto-telluric measurements	395
BADER, K. u. SCHMIDT-KALER, H.: Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth The location of a pre-impact erosion channel in the eastern Vorries between Treuchtlingen and Donauwörth	401
GUDDEN, H.: Die Wasserführung in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 The water of the borehole Nördlingen 1973	411
CHAO, E. C. T.: Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and a new Ries cratering model Vorläufige Interpretation des Profils der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 mit einem neuen Ries-Kratermodell	421
STÖFFLER, D.: Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structure Polymikte Breccien, Krateruntergrund und Modell der Kraterbildung für das Ries aus der Sicht der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	443
DAVID, E.: Abschätzung von impaktmechanischen Daten aufgrund von Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 Estimate of impact mechanics parameters using results of the borehole Nördlingen 1973	459

Alphabetisches Autorenverzeichnis

BADER, K., S. 401	HÜTTNER, R., S. 273
BERKTOLD, A., S. 395	JANKOWSKI, B., S. 21 u. 155
BLOHM, E., S. 381	JUNG, W., S. 91
BRAM, K., S. 373	KNÖDEL, K., S. 395
BRELIE, G., v. d., S. 111	MALZ, H., S. 91
CHAO, E., S. 289, 305 u. 421	MATTHES, S., S. 231
DAVID, E., S. 285 u. 459	MERTES, H., S. 75
DEHM, R., S. 91	OSTERTAG, R., S. 163
ENGELHARDT, W. v., S. 255	OTTEMANN, J., S. 191
ERNSTSON, K., S. 355	POHL, J., S. 323, 329 u. 355
EWALD, U., S. 163	REIMOLD, W.-U., S. 163
FÖRSTNER, U., S. 37 u. 49	RICHTER, P., S. 231
FRIEDRICH, H., S. 381	RODEMANN, H., S. 395
FÜCHTBAUER, H., S. 13	ROTHE, P., S. 49 u. 59
GALL, H., S. 91	SALGER, M., S. 67
GORESY, A. EL, S. 289 u. 305	SCHMIDT-KALER, H., S. 401
GRAUP, G., S. 219 u. 255	STÄHLE, V., S. 191
GUDDEN, H., S. 411	STETTNER, G., S. 231
HAAK, V., S. 395	STÖFFLER, D., S. 163 u. 443
HÄNEL, R., S. 373	VIDAL, H., S. 9
HOEFS, J., S. 59	WAGNER, G. A., S. 349
HÖFLING, R., S. 91	WEHNER, H., S. 139
HOLLERBACH, A., S. 139	WIESNER, H., S. 395
HOMILIUS, J., S. 381	WOLF, M., S. 127
HUFNAGEL, H., S. 139	

Verzeichnis der Beilagen

BADER u. SCHMIDT-KALER

- Beilage 1: Verlauf der präriesischen Erosionsrinne zwischen Treuchtlingen und Donauwörth
Location of the pre-impakt erosion channel between Treuchtlingen and Donauwörth

BRELIE, v. d.

- Beilage 1: Pollendiagramm der Forschungsbohrung Nördlingen 1973
Pollen-diagram of the Research boring Nördlingen 1973
- Beilage 2: Pollendiagramm der „Braunkohlenflöze“ aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973
Pollen-diagram of the "coal seams" of the Research boring Nördlingen 1973

DEHM, GALL, HÖFLING, JUNG u. MALZ

- Beilage 1: Diagramm der paläontologisch belegten Salinitätsschwankungen im obermiozänen Riessee
Diagram of changing salinity in the Ries-Lake based on palaeontological evidence with marks of the most important fossil records

ENGELHARDT u. GRAUP

- Beilage 1: Kristalline Gesteine der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (506—1206 m): Untersuchte Proben, Zerrüttung, Gesteinsversetzung und Stoßwelleneffekte in Mineralen
Crystalline rocks 506—1206 m: Investigated samples, fragmentation and decomposition, shock effect in minerals

FÖRSTNER u. ROTHE

- Beilage 1: Karbonatmineralogie, Kohlenstoffgehalte und Korngrößenanalysen ausgewählter Proben der Seesedimente aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973
Carbonate mineralogy, organic carbon, and grain size data of selected samples from the research borehole Nördlingen 1973

HÜTTNER

- Beilage 1: Häufigkeitsverteilung und Einfallen von Shatter-Cone-Riefungen sowie der Flächen, auf welchen sie ausgebildet sind
Frequency distribution and dip of shatter cone striations as well as planes on which shatter cones were produced

MATTHES, RICHTER u. STETTNER

- Beilage 1: Modalanalysen und chemische Analysen von ultramafischen und mafischen Gesteinen der Bohrung Nördlingen 1973
Modal and geochemical data of the ultramafic and mafic rocks of the borehole Nördlingen 1973

SALGER

- Beilage 1: Tonmineralprofil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973
Profile of the clay minerals in the borehole Nördlingen 1973

Vorwort

Die am 29. 6. 1973 begonnene Forschungsbohrung Nördlingen 1973 hatte bei einem fast 100%igen Kerngewinn und ohne jegliche technische Schwierigkeiten am 15. 1. 1974 ihre Endteufe von 1206 m erreicht.

Über die Vorgeschichte dieser Bohrung, ihr Zustandekommen sowie ihre technische Durchführung ist bereits in *Geologica Bavarica* Band 72 (1974) ausführlich berichtet worden. Ebenso sind dort die Ergebnisse einer ersten makroskopisch-visuellen Bohrkernansprache an der Bohrstelle, einer anschließenden, durch Dünnschliffuntersuchung unterstützten etwas genaueren petrographischen Bearbeitung der Kerne im Bohrkernlager in München sowie geophysikalischer Messungen im Bohrloch und an Bohrkernstücken und einer ersten paläontologischen Übersichtsbeprobung veröffentlicht worden.

Um die für diese Bohrung aufgewendeten erheblichen öffentlichen Mittel auch guten Gewissens verantworten zu können, war der Verfasser von Anfang an um eine optimale wissenschaftliche Bearbeitung des Kernmaterials und der geophysikalischen und sonstigen Messungen im Bohrloch bemüht. Dies schien nur im Rahmen eines interdisziplinären Forschungsverbundes zwischen in- und ausländischen geowissenschaftlichen Universitätsinstituten, anderen Forschungseinrichtungen sowie Geologischen Landesämtern und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe möglich. Schon während der Bohrung und auch später noch sind in Frage kommende Institutionen und auch Einzelforscher zur Mitarbeit aufgefordert worden.

Nach Abschluß der Bohrung ist das gesamte Kernmaterial nach München gebracht und dort mehrere Monate allen Interessenten im Rahmen von öffentlichen Kernbesichtigungen und auch einzeln zugänglich gemacht worden. Zukünftige Bearbeiter hatten hier Gelegenheit, nach eigener Wahl das zu bearbeitende Kernmaterial auszuwählen. Bisher ist an mehr als 20 in- und ausländische Forschungsinstitute solches zur Verfügung gestellt worden. Der Rest wird im Kernmagazin des Geologischen Landesamtes zusammen mit dem nach der Bearbeitung an dieses zurückzugebenden Probenmaterial verwahrt und steht auch zukünftigen Interessenten zur Verfügung. Die Bohrung ist bisher nach allgemein-geologischen, petrologischen, mineralogischen, sedimentologischen, anorganisch- und organisch-geochemischen, geophysikalischen, makro- und mikropaläontologischen, geochronologischen sowie hydrogeologischen und hydrochemischen Gesichtspunkten von rund 60 Geowissenschaftlern bearbeitet worden.

Um ein Optimum an Effizienz bei der wissenschaftlichen Bearbeitung, d. h. Vermeidung von Doppelarbeit, und eine frühzeitige gegenseitige Information der Forschungsteams und Einzelforscher und später eine gute Abstimmung der erzielten Ergebnisse vor deren Veröffentlichung zu erzielen, wurden am Geologischen Landesamt in München zwei Ries-Kolloquien veranstaltet. Das erste fand am 24./25. April 1975, also ca. 1 Jahr nach dem allgemeinen Beginn der wissenschaftlichen Bearbeitung, statt. Es haben sich daran ca. 50 Geowissenschaftler beteiligt. In 23 Kurzreferaten sind die bis zu diesem Zeitpunkt erarbeiteten Untersuchungsergebnisse vorgetragen und anschließend intensiv diskutiert worden. Zur besseren Koordinierung sind damals für die Bohrungsabschnitte Riessee-Sedi-

mente, Suevit, kristalliner Untergrund und für die Geophysik Koordinatoren bestimmt worden.

Ein zweites Ries-Kolloquium vereinte absprachegemäß ein Jahr später am 24./25. Mai 1976 etwa den gleichen Personenkreis. In 30 Kurzreferaten wurden die nunmehr mehr oder weniger abgeschlossenen Auswertungsergebnisse vorgelesen und zur Diskussion gestellt. Während sich die meisten, unabhängig voneinander erarbeiteten Ergebnisse, auch und gerade der verschiedensten geowissenschaftlichen Disziplinen, erfreulicherweise zu einem klaren Bild über die Vorgänge nach dem Impakt zusammenfügen ließen, blieben einige Fragen hinsichtlich der Kratertiefe und des Impaktvorganges umstritten und offen.

Der Verfasser freut sich, daß er mit diesem Band nunmehr die abschließenden interessanten Ergebnisse und Erkenntnisse einer ersten tiefen Forschungsbohrung im Ries der Öffentlichkeit vorlegen kann. Er glaubt, daß die bisher noch offenen Fragen um die Entstehung einer der aufregendsten geologischen Strukturen der Erdkruste damit weitgehend geklärt werden konnten. Er hofft, daß dort wo noch Fragen unbeantwortet bleiben mußten, durch weitere ergänzende Untersuchungen des vorhandenen Materials, vielleicht mit neuen Methoden und unter anderen Gesichtspunkten, auch noch diese Erkenntnislücken geschlossen werden können.

Er freut sich aber auch ganz besonders darüber, daß es ihm gelungen scheint, mehr als ein halbes Hundert Geowissenschaftler der verschiedensten Fachrichtungen aus dem In- und Ausland — neben weltweit bekannten Riesexperten auch den akademischen Nachwuchs — für die wissenschaftliche Bearbeitung zu interessieren, gewonnen und zu einem interdisziplinären Forschungsteam zusammengeführt zu haben. Damit wurde die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 nicht nur zu einem Modell für ähnliche geowissenschaftliche Projekte, sondern auch zu einer Quelle neuer Erkenntnisse, die sich auf durch Impakt entstandene Krater auf der Erde und auch auf anderen Himmelskörpern werden anwenden lassen.

Schon vor dem Vorliegen der in diesem Band veröffentlichten Ergebnisse hat das Ries erneut geowissenschaftliche Aktivitäten auf sich gezogen. 1976 sind mit Mitteln der NASA und des US-Geological-Survey von US-Geologen in enger Zusammenarbeit mit deutschen Kollegen mehrere Flachbohrungen am Riesrand niedergebracht worden. Angeregt durch die Ergebnisse der Forschungsbohrung 1973, hat die deutsche Erdölindustrie im Ries Konzessionen erworben und 1976 mit dem Abteufen von Explorationsbohrungen begonnen, um die Bitumenführung der Sedimente der Kraterfüllung zu untersuchen. Es scheint auch nicht ausgeschlossen zu sein, daß früher oder später zur Bestätigung der bisherigen Erkenntnisse und Abrundung der Ergebnisse noch eine weitere Tiefbohrung niedergebracht werden muß. Auch dann wird es wieder notwendig sein, die dafür erforderlichen Mittel durch gemeinsame, vielleicht auch internationale Bemühungen zu mobilisieren. Der Weg ist durch die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 gewiesen und geebnet. Reiche Erfahrungen über die technische Durchführung und wissenschaftliche Auswertung liegen vor und machen eine neue Forschungsbohrung weniger riskant.

Abschließend hält es der Verfasser für seine Pflicht, zunächst allen an der wissenschaftlichen Auswertung beteiligten Geowissenschaftlern für die erfreuliche, vorbildliche und erfolgreiche Zusammenarbeit seinen Dank zu sagen, ins-

besondere auch den Koordinatoren sowie der Schriftleitung. Dann aber auch namens dieses Personenkreises und des Bayerischen Geologischen Landesamtes nochmals allen Institutionen und Einzelpersonen sehr herzlich zu danken, die zu dem Gelingen dieses Forschungsprojektes beigetragen haben, insbesondere der öffentlichen Hand für die Bereitstellung der erheblichen Mittel für die Bohrung. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft hat darüber hinaus mit erheblichen Mitteln die verschiedenen Messungen im Bohrloch und die wissenschaftliche Auswertung an den Forschungsinstituten den dort tätigen insbesondere auch jungen Nachwuchswissenschaftlern sowie die Durchführung der beiden Ries-Kolloquien ermöglicht.

HELMUT VIDAL

Geologica Bavarica	75	13—19	München 1977
--------------------	----	-------	--------------

Tertiary lake sediments of the Ries, research borehole Nördlingen 1973 – a summary

By H. FÜCHTBAUER, G. VON DER BRELIE, R. DEHM, U. FÖRSTNER, H. GALL, R. HÖFLING, J. HOEFS, A. HOLLERBACH, H. HUFNAGEL, B. JANKOWSKI, W. JUNG, H. MALZ, H. MERTES, P. ROTHE, M. SALGER, H. WEHNER, and M. WOLF

With 1 figure

An upper Miocene impact event created the Ries crater, 24 km in diameter, which subsequently was filled with lake sediments during Upper Tortonian and Lower Sarmatian time, covering about 1—2 mio. years. Different methods have been applied to investigate this lacustrine sequence of 314.3 m, continuously cored in the borehole Nördlingen 1973. The present paper summarizes the individual articles published in German in this volume: Fig. 1 shows the main results in a condensed form. The abbreviations of the authors' names below each column refer to the articles; they will not be cited in this summary. The cooperation on which these results are based, has been organized by Prof. Dr. VIDAL (President of the Bayerisches Geologisches Landesamt) and sponsored by the Deutsche Forschungsgemeinschaft.

The lake sediments are underlain by the „Graded Unit“, a 17.2 m core section (314.3—331.5 m) composed of one set of „flysch-type coarse tail grading“, in which only the coarse material shows grading, and a high matrix content is present even in the coarse layers (MIDDLETON 1967). It begins with glass and crystalline rock fragments of up to 4 cm in a similar matrix containing additionally montmorillonite, zeolites, and calcite, and develops gradually into sand and coarse silt of similar composition. Both lower and upper contact are inclined and (at least the upper) erosional. The kind of deposition of the „Graded Unit“ is not clear. Alternative processes include airfall and a turbidity current-type transport mechanism in water or steam. The type of grading points to a high-concentration flow or fall. The latter is more probable since also volcanic air-fall sediments can be graded, e. g. in the Laacher See area. This Unit rests on typically unsorted impact „suevite“ (rock debris with fragments of impact glass).

Unit A (256—314.3 m)

The lowermost unit of the lake sediments proper consists of flysch-type graded beds, which were deposited under water, as shown by carbonaceous matter,

Authors' adress: Prof. Dr. Hans Füchtbauer, Institut für Geologie der Ruhr-Universität Bochum, Universitätsstraße 150, Gebäude NA, 4630 Bochum-Querenburg. For the other authors see the following articles!

desiccation cracks, gypsum inclusions, sparse ostracods, fish, *Hydrobia* and Characeae. Small individual graded beds are combined into several graded macro-cycles. The main rock types are sandstones and breccias derived from reworked suevite. This is also shown by the glass-derived type of montmorillonite (endothermic peak at 660° C), and by analcime, whereas quartz, feldspar, and chlorite point to the crystalline material also present in the suevite. The carbonate content in this unit is low and irregularly distributed, the calcite is nearly stoichiometric, the dolomite contains iron and is mostly euhedral. It forms small layers as well as sandstone cement.

The relatively high grain size does not suggest a real lake environment. Nevertheless, evaporation increases towards the top of the unit, according to the stable isotopes and to gypsum pseudomorphs near the top. This is also shown by the occurrence of *Hydrobia* and stoichiometric dolomite. Strong rainfalls, even debris flows (at 301—305.4 m) eroded material of the underlying „Graded Unit“ at the beginning, whereas above 305 m the source material was mainly suevite. It was deposited in ephemeral (at least at the site of the boring) lakes (playas), in a relatively arid climate.

Unit B (145—256 m)

The sedimentary cycles of unit A continue during the lower part of unit B. However, the grain size decreases drastically: The cycles begin with bituminous, dolomitic marls, in which diatoms are transformed into opal-cristobalite spherules. In the next member, a non-bituminous marl, the diatoms are preserved. The uppermost member of each cycle contains no diatoms, but is sometimes rich in authigenic silicates, e. g. zeolites and monoclinic potassium feldspar. These shales are laminated by tiny dolomite layers.

Liquid bitumen seeped out of these cores, when they were fresh. Unfortunately, this bitumen has not been recovered and investigated. The organic material of the bituminous shales is immature: It is low in hydrocarbons, contains unsaturated steranes, and is characterized by a considerable predominance of odd n-paraffines. Accordingly, the reflectivity R_m of the humic material has been found to be low in the whole sequence (0.31; HUFNAGEL). On the contrary, WOLF found a distinct increase (from 0.3 in 25 m depth to ~ 0.5 in 300 m depth, s. Fig. 1). The sediments are inflammable. Algae are supposed to be the source material, which is in harmony with a lowering of the odd- even predominance in

Fig. 1. Tertiary lake sediments, research bore hole Nördlingen 1973. Black sections (right side of the diagram) indicate organisms preferring restricted and saline environments, white sections those living in freshwater. Author's abbreviations on the bottom point to papers in this volume. (Di = diatoms. In the heading of the column „clay min.“, the signs of „illite“ and „ML ill/17 Å“ have to be interchanged.)

Tertiäre Seesedimente, Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Rechts bezeichnen weiße Balken Organismen, die Süßwasser benötigen, schwarze Balken solche, die in stärker mineralisierten Wässern leben. Die Autoren-Abkürzungen (unten) beziehen sich auf Beiträge in diesem Band. (Di = Diatomeen. Im Kopf der Kolonne „clay min.“ müssen die Signaturen von „illite“ und „ML ill/17 Å“ vertauscht werden.)

the bituminous shales (s. Fig. 1), and with $\delta^{13}\text{C}$ -values distinctive for algae. The most bituminous layers occur near the bottom and in the upper half of unit B (see also „C org.“ in Fig. 1). In these layers, Ca-rich dolomite, Mg-rich calcite (up to 25 mole percent Mg CO_3), and aragonite were preserved. Instead of analcime present in layers relatively low in bitumen and rich in carbonate, clinoptilolite occurs in bituminous shales. Typically, vanadium is increased in the latter.

The sodium increase correlates with the maximum in analcime. This connection is corroborated by the observation that the Na-content in the fraction $< 2\mu\text{m}$, which is poor in analcime, does not show a maximum in those layers. The clay minerals show in general a decrease in illite and an increase of mixed layers towards the top, which, together with the decrease in analcime and an increase in kaolinite, points probably to an increasing erosion of „Bunte Breccie“ instead of suevite in the hinterland. The illite predominance (e. g. at 225—245 m and in the upper part of unit C) coincides mostly with increased analcime precipitation, which may have raised the K/Na ratio in the pore water, thus enhancing the K-uptake by mixed layers to form illite.

At the boundary of units A and B, *Hydrobia* and *Chara* disappeared. During the deposition of unit B, no vegetation except „epipelic“ algae occurred in the lake, at the most a poor saline flora existed around the lake, except sporadic freshwater inlets with a greater diversity; all encountered pollen belong to Coniferae that grew in the surroundings. Only certain red and brown algae as well as midge larvae (Chironomidae), both adapted to restricted, e. g. saline environments, lived in the lake. This means distinct evaporation, which is also shown by the low specific resistivity of the present rocks. Since at the same time olisthostromes point to a lake with considerable water depth, the accumulation of water must have occurred already during the formation of the uppermost part of unit A, approximately beginning at 270 m. During almost the whole period of unit B, slumping occurred, frequently underlain by slip layers („Gleitbretter“). Since compaction evidently was subsequent to the slumping, the latter formed near the sediment surface, i. e. in a lake with a certain water depth. Surficial sliding also follows from the fact that the slide faces are parallel to the bedding.

Though soluble Cl has been found in the cores, the main anions of the lake water were presumably SO_4 and HCO_3 . This is suggested by gypsum inclusions and only gypsum & thenardite (Na_2SO_4)-efflorescences on the core walls, on the other hand by the supposedly inorganic carbonate precipitation. Aragonite (only in the lower part) and high-Mg calcite point to a relatively high Mg/Ca ratio in the water, presumably comparable to that of normal sea water. The precipitation of gypsum during the initial stages of the lake may have increased the Mg/Ca ratio. The dolomite formed possibly early diagenetically, i. e. in connection with the lake water, because the Sr-content of calcitic and dolomitic sediment is about the same. Because of the presumably high base-exchange capacity of the clay minerals of this sequence, it is difficult to reconstruct the original cation ratios in the lake water; Ca, Mg, Na, and sometimes K were probably most important. The evaporation continued, according to the increase of the heavy C and O isotopes. At the lake bottom the Eh was presumably positive, as shown by the algae and the paucity of pyrite. Immediately below the surface, however, the sedi-

ment became anaerobic (siderite!). It is remarkable that unit B is (at least macroscopically) the most homogeneous sequence in Nördlingen 1973. This is also shown by the composition diagram, the steady decrease in porosity, and the stable isotopes diagram, and would be expected only in a permanent lake. In contrast, considerable variation of rock composition and fossil record characterize units C and D.

Unit C (52—145 m)

Near the bottom of unit C, the bituminous laminites slowly disappear. At the same time, the thickness of individual layers increases; light grey to greenish marls prevail. Olisthostromes occur in the lower part of this unit. They derived presumably from the „Innerer Wall“ (inner rampart), which was about 1.5 km apart. The maximum dip in the lake sediments of this boring, 0—5° between 120—150 m, coincides with the occurrence of the olisthostromes. Above 120 m, the dip is zero, and above 105 m, not disturbances except burrowing have been observed. Below 155 m, slumping and folding occurs. Three possible explanations are suggested for the transition of slumps into olisthostromes which is more gradual than shown in the diagram:

- (1) the change of bedding type together with an increase of primary dip: Whereas laminites could be deformed already on a low-dipping ground, the bedded sediments of unit C would move only on a more inclined bottom, resulting then in complete disruption of the bedding;
- (2) due to the accumulation of sediments near the rampart, the distance between the actual rampart slope (the source of the slides) and the site of the boring increased, which lead to an increasing disturbance during transport. When the sediment reached the level of the rampart top (at 105 m depth in the boring) and the slope disappeared, the slumping ceased.
- (3) a relatively quick emersion of a large body of water-soaked sediments resting on an inclined substrate might have lead to liquefaction and debris flow into the lake. Indications of a lowering of the lake level at this time are present; even desiccation cracks have been claimed (at 136.8 m).

The existence of olisthostromes points to a permanent lake for most of the time, at least below 105 m depth of the boring. For the lowermost part of unit C the Mg/Ca ratio in the water was probably high, as shown by the stoichiometric dolomite; presumably because of the precipitation of gypsum (several percent were found by x-ray). Towards the top Mg/Ca decreased, as shown by the decreasing Mg-content of the calcite and the increasing Ca-content of the dolomite.

At the same time, the Sr / (Ca+Mg)-ratio in the lake water increased: 1500—2000 ppm Sr were found in the section 52—90 m, compared with 1000—1500 ppm in the lower section. There was still a considerable concentration in Ca, Mg, Na, and K in the lake water, as shown also by the formation of analcime (reflected in the Na analyses), by the rearrangement of mixed layer clay minerals to illite (corroborated by the very low grain size of part of this illite: 0.06—0.2 μm), by the occurrence of *Hydrobia*, and by the plants *Limnocarpus* and *Chenopodiaceae*.

For the first time, however, plenty of Taxodiaceae and Cupressaceae settled in the shore swamps, and the lake was populated with Cyprinidae (fresh water fish), both indicating a lower salinity compared with unit B. Also for the first time bioturbation is developed above 90 m. Accordingly, the lake sediments were no longer anaerobic. The alternating occurrence of halobionta (*Limnocarpus*, *Hydrobia*) and limnobionta (*Gyraulus*, *Radix*, *Planorbis*), as well as the alternations of dolomitic and calcitic marls suggest a salinity changing from time to time.

Unit D (0.6—52 m)

The development shown in C continues: The bedding thickness as well as the mineralogical diversity increase. This is well shown in the column „composition“. The sediments are now dark grey; in part carbonaceous. Carbonate is more or less restricted to soft limestones and (a few) dolomites, interbedded with dark clay horizons. One dolomite layer is stromatolitic (at 9.6 m). As in the upper part of unit C, only low-Mg calcite occurs. The clay minerals (mixed layers, illite, kaolinite) again derived mostly from „Bunte Breccie“, possibly with small intercalations of illitic material derived from Middle Jurassic. Pyrite is frequent in unit C and especially in the dark clays of unit D. This is shown also in the graph „iron in the bulk samples“.

Three „coal seams“, clayey lignites (seam 3) and carbonaceous clays (seams 1 and 2) are inserted in unit D. They are mainly allochthonous, derived from different wood (e. g. Cupressacea), reed (e. g. *Typha*), and leaf (bottom of seam 3). Salinity variations are well-documented in these seams; the latter formed in freshwater ponds and came to an end, when the ponds became brackish (seam 1 and 3) or nearly disappeared (seam 2).

In the lower part of unit D, small layers of calcitic pseudomorphs after gypsum occur. They testify periods of evaporation. Also *Hydrobia* and *Limnocarpus* point to brackish water. Diatoms and ostracods are most frequent in the lower part of this unit. However salinity and depth of the ponds were subject to variations. A general decrease of the salinity compared with unit C is shown by the stable isotopes, the sodium content of the sediment, the Sr content of the carbonates (<1000 ppm), and the decrease in dolomite. For the first time, the lake itself was populated by reed (*Typha*), submerged plants (*Potamogeton*, *Sparganium*, *Nymphaea* and *Myriophyllum*), and swimming plants like *Euryale* and *Stratiotes*.

What is the reason for the gradual decrease of salinity during periods B and C, and of its sudden decrease at the beginning of D? Alternative mechanisms include

- (1) alteration from arid to semiarid and humid climate.
- (2) development of a permanent influx, presumably during period C, and of a permanent outlet at the beginning of D.

As long as no outlet existed, it would be difficult to understand, how the lake became less saline during shallowing, even in a more humid climate. However, further discussions would be highly speculative without a quantitative balance of the chemical lake sediments and the source material.

Very probably more than 100 m lake sediments have been eroded above the uppermost layer of Nördlingen 1973 (at 427 m above sea level) during Plio-Pleistocene time. The problem of the correlation of the soft shales discussed above and the dolomitized, Sr-rich blue-green algal bioherms in the outer parts of the Ries (s. WOLFF and FÜCHTBAUER 1976) will not be discussed in this summary. The bioherms are now at 435 m (near the Ries center) — 500 m above sea level (near the rim of the Ries crater), but soft shales have also been found at 500 m, near the rim.

The right column of fig. 1 may serve as an abstract of this summary.

References

- MIDDLETON, G. V.: Experiments on density and turbidity currents. III. Deposition of Sediment. — *Can. J. Earth Sci.*, **4**, p. 475—505, 1967.
- WOLFF, M. u. FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — *Geol. Jb.*, **D 14**, S. 3—53, Hannover 1976.
Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8. 11. 1976.

Die Postimpakt-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

VON BERNHARD JANKOWSKI

Mit 5 Abbildungen

Kurzfassung

Die 314,3 m mächtigen Postimpakt-Sedimente der Bohrung Nördlingen 1973 zeigen eine Entwicklung von gradierten Breccien und Sandsteinen über bituminöse Laminite (hauptsächlich Ton-Dolomit) zu Mergeln und schließlich Tonen mit Kalkbänken und einzelnen „Kohleflözen“. Dies entspricht den vier Stadien: 1. playa-ähnliches Becken, 2. ständiger, salinärer See mit euxinischem Tiefenwasser, 3. ständiger, geringer salinärer See ohne euxinisches Tiefenwasser, 4. flache Tümpel, die zeitweilig eintrockneten. Karbonate (Mg-Calcit, Ca-Dolomit, Aragonit, Siderit) und authigene Silikate (Analcim, Clinoptilolith, Montmorillonit, Kali-Feldspat) lassen Aussagen über das Bildungsmilieu zu. Die Porosität nimmt partienweise mit der Tiefe ab.

Summary

314,3 m of lake sediments have been cored in Nördlingen 1973. They show an evolution from graded breccias and sandstones through bituminous laminites (mainly clay-dolomite) to marls and finally to clays, interbedded with limestones and some „coal seams“. This corresponds to four stages: (1) playa-like basin, (2) permanent saline lake with an anaerobic bottom, (3) permanent less saline lake with an aerobic bottom, (4) shallow ponds, evaporating from time to time. Carbonates (Mg-calcite, [Ca]-dolomite, aragonite, siderite) and authigenic silicates (analcime, clinoptilolite, montmorillonite, potassium feldspar) are indicative of the environment. The porosity decreases in general with increasing depth.

Die an 240 Proben makroskopisch, licht- und elektronenmikroskopisch, röntgenographisch und geochemisch untersuchte Folge sollte sedimentologisch gegliedert und gedeutet werden.

Für Diskussion und Hinweise danke ich ganz besonders Herrn Prof. Dr. FÜCHTBAUER und Herrn Dr. D. K. RICHTER.

Inhalt

	Seite
1. Schichteinheiten	22
2. Mineralinhalt	26
3. Porosität	32
4. Diskussion	34
5. Literatur	36

Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. B. JANKOWSKI, Geologisches Institut der Ruhr-Universität, Universitätsstraße 150, 4630 Bochum.

1. Schichteinheiten

Die erbohrten Postimpakt-Sedimente wurden nach petrographischen, geochemischen und genetischen Gesichtspunkten wie folgt unterteilt (Abb. 1):

(A) Basisfolge (314,3—256 m)

Die Basisfolge (Abb. 1 und 2) unterscheidet sich von den hangenden Einheiten durch überwiegend sandige bzw. kiesige Ausbildung, das Fehlen von Mg-Calcit und den Fossilinhalt (vgl. GALL et al. 1974).

A 1 Basalzyklen

(314,3—305,4 m): Unten-grobe Zyklen von kiesführendem Sand bis zu Silt und vereinzelt Ton. Die meisten Kieskomponenten bestehen aus ehemaligem Glas (jetzt Analcim). Im unteren Teil der Zyklenfolge finden sich Dolomitlagen mit hohen Sr-Gehalten, im oberen Teil eine kleine, sedimentgefüllte Rinne und vereinzelt Holzreste. Darüber folgen noch einige un deutlich gradierte, schlecht sortierte Kieslagen, welche als Diageneseprodukt neben Zeolithen relativ viel Montmorillonit führen.

A 2 Großzyklen

(305,4—284 m): Zwei suevitische Schlammstromlagen (305,4—301 m; tonige Breccie mit Suevit-Zusammensetzung) werden sukzessive abgelagert von Breccien, Sandsteinen, dolomitischen Silt- und Mergelsteinen und schließlich Calcitlagen mit Fossilien (= 1. Großzyklus, Abb. 2). In die Breccien- und Sandsteinabschnitte sind Dolomitlagen mit hohen Sr-Gehalten eingeschaltet.

(284—272,3 m): Der 2. Großzyklus beginnt feinkörniger als der vorhergehende mit Konglomeraten und endet mit einem mm-Wechsel von Calcit und dolomitischen Mergeln. Am karbonatischen Top finden sich Oszillationsrippeln und Hinweise auf Trockenfallen (Abb. 2).

(272,3—257,1 m): 3. Großzyklus, der wiederum feinkörniger beginnt und mit einem mächtigeren Feinschichtungsabschnitt endet als der vorhergehende. Zudem setzt Kaolinit und stöchiometrischer Dolomit ein, während der Chloritgehalt stark abnimmt.

Ab ca. 263 m tritt erst cm-, dann mm-Feinschichtung (bituminöse Laminite) auf, bei 259 m die unterste Slumping-Struktur. Der über den 1. und 2. Zyklus zunehmende Fossilgehalt erreicht zwischen 263 m und ca. 256 m ein Maximum (vgl. GALL et al. 1974; GUDDEN 1974).

(257,1—256 m): Sand- und kiesführender Abschnitt mit Dolomitintra-klasten und cm-mächtigen Einschaltungen von bituminösen Laminiten und weißen Dolomitlagen (= Basissedimente eines Großzyklus, der sich in der hangenden Laminatfolge fortsetzt). Bei 256 m enden die stöchiometrischen Calcite.

(B) Laminitfolge (256—145 m)

Die Laminitfolge ist gekennzeichnet durch einen feinschichtigen Wechsel von dünnen Tonlagen mit mächtigeren, karbonatreichen Lagen (3—10 Paare/mm, oben weniger), durch relativ hohen Bitumengehalt, geringen spezifischen Widerstand der Sedimente und die Mineralvergesellschaftung Mg-Calcit, Ca-Dolomit und Aragonit mit verschiedenen authigenen Silikaten.

- B 1 (256—244 m): Bis 250 m folgen über stark bituminösen Laminiten mit cm-Dolomitlagen schwächer bituminöse, unten diatomitische, oben dolomitische Laminite. Die gleiche Abfolge wiederholt sich bis 244 m. Das Ende dieser Folge, die zudem durch feine Gips- und Clinoptilolithlagen charakterisiert ist, wird durch die obersten stöchiometrischen Dolomite bezeichnet.
- B 2 (244—200 m): Wechsel von tonigeren (bitumenreicheren) und dolomitischen Laminitfolgen, wobei der Bitumengehalt geringer ist als in B1 und B3. Charakteristisch ist die Vergesellschaftung von Ca-Dolomit, Mg-Calcit, Aragonit, Analcim (5—10 Gew.-%, neben 53—66 m höchste Gehalte im Profil) und authigenem Kalifeldspat.
- B 3 (200—145 m): Bitumenreichste Sedimente des Profils durch Einschaltungen von mehrere Meter mächtigen, braunschwarzen, laminitischen Bitumentonen. Der Gehalt an authigenen Silikaten und Aragonit ist geringer als in B2. Der Mg-Gehalt der Calcite und der Ca-Gehalt der Dolomite sind hier, möglicherweise durch diagenetische Konservierung, besonders hoch.

(C) Ton- und Mergel-Folge (145—52 m)

Die Ton- und Mergel-Folge besitzt oberhalb einer Übergangseinheit (C1) keine laminitisch geschichteten und keine stärker bituminösen Sedimente mehr. Charakteristisch sind die zum Hangenden zunehmend gröber werdende Schichtung, der erhöhte Ca-Gehalt der Dolomite und der abnehmende Mg-Gehalt der Calcite und das weitgehende Fehlen von authigenen Silikaten (Ausnahme: 53—66 m).

- C 1 (145—119,6 m): Die laminitische Schichtung ist nicht mehr durchgehend. Neben einzelnen cm-Lagen finden sich drei 1—2 m mächtige, massige, karbonatische Tonstein-Einschaltungen. Daneben sind ein erhöhter Gipsgehalt, Clinoptilolith und ein z. T. geringerer Ca-Überschuß der Dolomite als in B3 kennzeichnend. Mit dieser Folge endet der makroskopisch deutlich feststellbare Bitumengehalt der Sedimente.
- C 2 (119,6—111 m): Calcitische, z. T. noch feingeschichtete Tonmergel mit diatomeenreichen Abschnitten herrschen vor. Der Dolomitgehalt ist relativ gering.
- C 3 (111—91 m): Dolomitische Mergel und Tonmergel mit Mg-Calcit, deren Karbonatgehalt im cm-Rhythmus (0,5—3 cm) wechselt. Zudem finden sich z. T. starke Karbonatgehaltsschwankungen im dm- und m-Bereich. Die Calcite zeigen zum Hangenden abnehmenden Mg-Überschuß.

nöser Laminit. — e) Calcitpseudomorphosen nach Gips. — f) Kalktuff. — g) Diatomite bzw. diatomitisch. 1 = FeCO_3 unberücksichtigt; 2 = spez. Widerstand aus GUDDEN, 1974; 3 = Najarosit; 4 = Fe (II)-Sulfat-Hydrate; E = Erionit.

Lithological profile of the lake sediments, Nördlingen 1973.

a. rhythmic alternation of calcitic marls and marly dolomite layers. — b. carbonaceous clay. — c. bituminous dolomitic laminite. — d. laminite rich in bitumen. — e. calcite pseudomorphs after gypsum. — f. tufa. — g. diatomite layers.

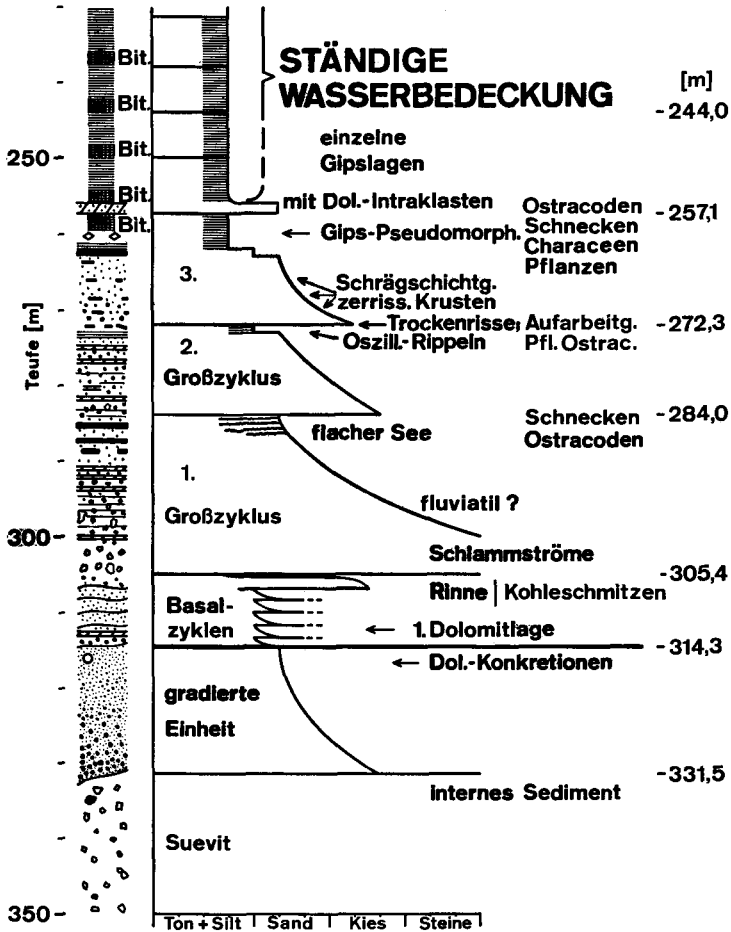


Abb. 2. Schematische Korngrößenentwicklung und sedimentologische Merkmale im Profilabschnitt 230—350 m. Profilskizze: dicke Balken = Calcitlagen; dünne, parallele Linien = Laminiten; Bit. = bitumenreich.

Grain size profiles (schematic) and sedimentological features between 230 and 350 m depth. (profile at the left: strong lines = layers of calcite; thin, horizontal lines = laminites; Bit. = rich in bitumen).

C 4 (91—52 m): Die makroskopische Ausbildung ist wie in C2, doch besitzen die Calcite ausnahmslos weniger als 4 Mol-% $MgCO_3$ und die Dolomite einen gegenüber der liegenden Folge erhöhten Ca-Einbau. Vereinzelt finden sich Bioturbationsgefüge (?) und kleine Fossilschalen. Zwischen 53 und 66 m ist die Folge sehr analcimreich (z. T. 10—20 Gew.-%). — Der Kernverlust ($\frac{1}{3}$ dieser Folge) scheint besonders die bröckeligen, hellgrauen Mergelsteine zu treffen.

(D) Ton-Kalk-Folge mit Flözen (52—0 m)

Im Gegensatz zur liegenden Folge (C) fehlt hier eine cm-Schichtung ebenso (Ausnahme: Diatomite) wie ein durchgehender Dolomitgehalt. Die Karbonate und Tone sind auf relativ diskrete Lagen verteilt. Charakteristisch ist der Pflanzengehalt, der besonders in drei tonreichen Braunkohleflözen deutlich wird, und der relative Reichtum an tierischen Fossilien, wobei in einzelnen Abschnitten reine Süßwasserfaunen auftreten (GALL et al. 1974).

D 1 (52—33 m): Die Gesteinsausbildung ist hier sehr vielfältig: dunkle Tonsteine, calcitische Tonmergelsteine, Diatomite und zwei Kohleflöze (34, 15—35, 20 m; 36, 95—37, 45 m), zudem einzelne Lagen (je eine Probe lag vor) von reinen, ungeschichteten Dolomiten (30—40 cm dick), von Kalktuff (10 cm) mit Pseudomorphosen nach Gips und von Lagen mit ausschließlich spindelförmigen Calcitpseudomorphosen nach Gips (10—20 cm).

D 2 (33—0 m): Hier überwiegen dunkle Tonsteine, in welche Calcitbänke bis zu 1 m Dicke (Seekreide) und ein tonreiches Braunkohlenflöz (14,9—15,6 m) eingeschaltet sind. Bei 9,6 m findet sich eine 3 cm dicke Dolomitlage, wahrscheinlich ein Algenstomatolith. Zwischen 4 und 0 m ist das Sediment durch rezente Oberflächeneinflüsse stark verändert.

2. Mineralinhalt

Karbonate

Der mittlere Karbonatgehalt von 0 bis 263 m Teufe dürfte bei ca. 30 % liegen, die mittlere Kristallgröße in diesem Abschnitt beträgt 3—4 μm .

Calcit: In REM-Aufnahmen wurden 3 morphologische Typen von Calcitkristallen beobachtet: 1. unregelmäßig geformte, 2—3 μm große Kristalle der Seekreide (Abb. 3c; 12 m, 22 m); 2. spindelförmige (Abb. 4a; 34 m, 2—3 μm , max. 20 μm), zahnförmige (98,6 m, 4 μm , max. 10 μm) und prismatische bis rautenförmige (204 m, 7 μm) Kristalle; 3. gut ausgebildete Rhomboeder unterhalb ca. 256 m (10 μm und größer). Die unter 2) genannten Formen dürften Calcitpseudomorphosen nach Gips sein. Von der Morphologie der Mg-Calcite in den bituminösen Laminiten konnte noch kein klares Bild gewonnen werden.

Die Zusammensetzung des Calcits ändert sich am deutlichsten bei 90—120 und bei 256 m (Abb. 1). Die hohen Mg-Gehalte (maximal 25 Mol-% $MgCO_3$)

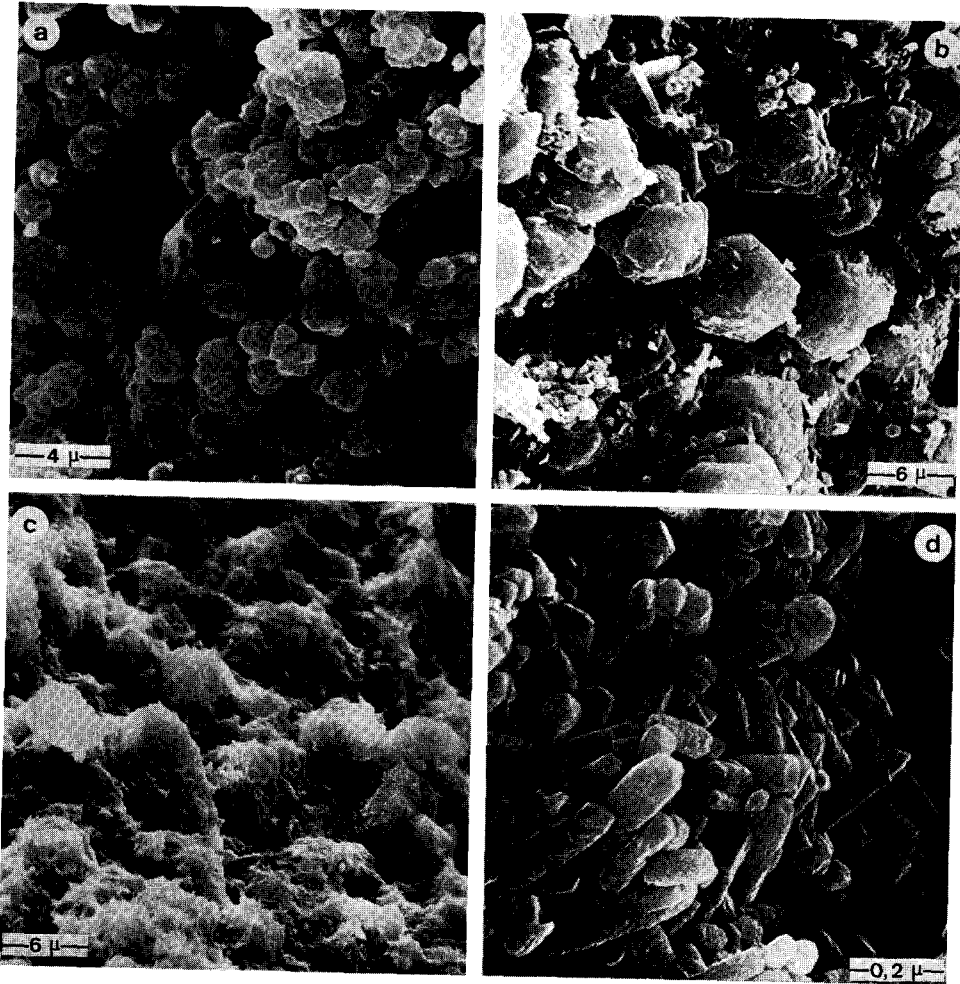


Abb. 3. REM-Aufnahmen von Dolomitekristallen auf Analcim (a; 245 m), Dolomitekristallen (b; 117,6 m), schwach zementiertem Kalk (c; 22,5 m) und Aragonitekristallen (d; 226,4 m).

Scanning electron micrographs of (a) dolomite overgrowing analcime (245 m), (b) dolomite (117,6 m), (c) weakly cemented marl (22,5 m), (d) aragonite (226,4 m).

sind an die bitumenreichsten Sedimente gebunden. Dabei zeigen die Mg-Calcite zwischen 145 und 200 m unsymmetrische, zu niedrigen d -Werten (Richtung Dolomit) abgeflachte Röntgenreflexe. Die Beschränkung der Mg-reichsten Calcite und der Ca-reichsten Dolomite auf die bituminösen Partien der Bohrung (B1 und 3) läßt vermuten, daß das Bitumen den diagenetischen Abbau dieser instabilen Carbonate hemmte. Darauf weisen auch die oft von Probe zu Probe stark wechselnden Ca- bzw. Mg-Überschüsse hin.

Dolomit: Morphologisch lassen sich nach REM-Aufnahmen drei Typen von Dolomitekristallen unterscheiden: 1. locker gepackte, gut ausgebildete Rhomboeder (0 — ca. 256 m). 2. schuppige Aggregate, z. T. annähernd sechseckig

(Abb. 3a, b). Die Parallelorientierung der Schuppen (= Plättchen kleiner 1 μm) wird mit abnehmendem Ca-Überschuß besser. Diese Aggregat-Kristalle werden zwischen 111 und 256 m beobachtet. 3. dicht verwachsene Rhomboeder. Sie finden sich in den Dolomitlagen der sandigen Sedimente.

Im Dolomit nimmt der Ca-Überschuß vom Hangenden bis ca. 120/130 m etwas ab, während er in der bituminösen Folge bis 244 m erhöht ist; bis 272 m wechselt er stark. Die relativ einheitlich zusammengesetzten Dolomite unterhalb 272 m zeigen nach Anfärbung Fe-Gehalte, so daß die in Abb. 1 angegebenen Werte von Mol-% CaCO_3 im Dolomitgitter sicher zu hoch sind.

Das Calcit-Dolomit-Verhältnis wird bei einer karbonatstontonigen Wechschichtung mit steigendem Gesamtkarbonatgehalt einer Lage unterhalb ca. 260 m (z. T. 256 m?) größer, während es zwischen 260 und 52 m kleiner wird. Der erste Fall läßt sich mit dem von FOLK u. LAND (1975) dargestellten Einfluß von Salinität und Mg/Ca-Verhältnis auf die Bildung von Calcit bzw. Dolomit erklären: Wenn durch detritusreichen Süßwasserzufluß die Salinität bei konstantem Mg/Ca-Verhältnis erniedrigt wird, verschiebt sich das Gleichgewicht zum Dolomit. Daher findet man gradierten Detritus in Dolomitlagen. Der zweite Fall kommt, berücksichtigt man die Vergesellschaftung mit Mg-Calcit und Aragonit, in relativ hoch salinarem Milieu vor (dazu auch MÜLLER et al. 1972). Das abnehmende Calcit-Dolomit-Verhältnis bei steigendem Karbonatgehalt könnte hier bedeuten, daß man sich an der Grenze gegen das Stabilitätsfeld von Dolomit befindet; die Dolomitisierungs-Kapazität ist so gering, daß in karbonatreichen Lagen nur ein Teil des Karbonats umgewandelt wird. Das notwendige Mg/Ca-Verhältnis würde erst sukzessive durch Kalkfällung erreicht.

Strontium-Einbau: Strontium-Analysen wurden an 33 Proben, vornehmlich Dolomiten, durchgeführt. Drei Vergleiche der Sr-Gehalte in Dolomit und Calcit ließen keine Unterschiede in den Einbauraten erkennen. Da der Sr-Gehalt, wie FÖRSTNER (dieser Band) zeigt, mit dem Ca-Gehalt gut korreliert und demnach an die Karbonate gebunden ist, wurden die gemessenen Sr-Werte auf 100 % Karbonat umgerechnet.

Im Profil sind vier Abschnitte unterscheidbar: 1. 0—52 m mit weniger als 1000 ppm; 2. 52—90 m mit 1500—2000 ppm; 3. 90—244 m mit 1000—1500 ppm; 4. 244—300 m mit bis zu 2500 ppm in den karbonatischen Einschaltungen.

Sieht man von den Sedimenten 0—52 m ab, so zeigt obige Aufstellung, daß die Sedimente unterhalb und oberhalb der Lamitfolge (einschließlich der unteren Ton-und-Mergel-Folge) reicher an Sr sind als die Laminiten. Aufgrund der Mineralvergesellschaftung (siehe oben) und der paläontologischen Befunde (GALL et al. 1974) muß für den Sr-armen Bereich aber mit relativ hoher Salinität gerechnet werden. Erklärbar wäre dies durch sekundäre Sr-Verarmung aufgrund von Aragonit-Calcit-Transformation oder Calcitisierung von Gips (KRANZ 1976). Wahrscheinlich ist der geringe Sr-Einbau aber überwiegend primär und ähnlich zu deuten wie nach WOLFF u. FÜCHTBAUER (1976, S. 32) der unterschiedliche Sr-Gehalt in Becken- und Randfazies des Riessees: Die Randfazies war hier aus einer „stark eingedampften und dabei gegenüber der Beckenfazies an Ca^{++} verarmten Lösung

kristallisiert“, das m $\text{Sr}^{++}/\text{m Ca}^{++}$ -Verhältnis im Wasser wurde dabei erhöht. Die Verhältnisse in der Randfazies entsprächen, wie in Kap. Diskussion gezeigt wird, der Basisfolge und der Ton-und-Mergel-Folge, während die Laminitfolge der Beckenfazies vergleichbar wäre.

Der Möglichkeit, daß Zeolithe selektiv Sr^{2+} durch Ionenaustausch aus wäßrigen Lösungen entfernen (AMES 1963, in STACH u. LOHSE 1975), wurde noch nicht nachgegangen.

A r a g o n i t (Abb. 3d) tritt zwischen 200 und 250 m akzessorisch auf (z. T. in bis zu 1 mm dicken, weißen Lagen), vereinzelt auch darüber.

S i d e r i t findet sich besonders in den bitumenreichen Sedimenten zwischen 150 und 250 m (z. T. mm-starke, braune, harte Lagen).

T o n m i n e r a l e

Illit, Mixed Layer (ML) und Montmorillonit machen durchgehend 80—90 Gew.-% des Tonmineralanteils in den 32 untersuchten Proben aus. Oberhalb ca. 270 m tritt mit 5—20 % Kaolinit hinzu, unterhalb fehlt er und Chlorit tritt auf (um 5 %).

In der ML/Montmorillonitgruppe lassen sich zwei Phasen unterscheiden: Montmorillonit bis montmorillonitreicher ML und illitreicher ML.

An fünf Montmorillonitproben wurde ein Ionenumtausch vorgenommen. Hierzu wurden die Proben 24 Std. lang mit NaCl -, MgCl_2 - und CaCl_2 -Lösung behandelt. Nach anschließendem Röntgen zeigten allein die mit Na-Lösung behandelten Proben eine Peaklage, die annähernd mit der ursprünglichen übereinstimmte. Dies würde nahelegen, daß diese Montmorillonite primär mit Na belegt waren.

In den stark bituminösen Laminiten wurde ein Tonmineral mit den Reflexen 49-24-16-12 Å gefunden, das nach Glykolbehandlung unverändert blieb, aber beim Erhitzen auf 350—400° C einen einheitlichen Reflex bei 10 Å bildete. Beim Ionenumtausch lagen die Röntgenreflexe nach Ca-Sättigung bei 45,8—23,2—14,3 Å. Glykolisierung änderte nichts. Nach Na- und Mg-Sättigung waren die genannten Reflexe dagegen kaum noch vorhanden. Es könnte sich hier um einen Organo-Tonkomplex mit Ca-Ionen handeln.

S i O₂ u n d a u t h i g e n e S i l i k a t e

Die Silikatbildungen in den sandig-kiesigen Basissedimenten unterscheiden sich von denen der pelitischen Sedimente: Bei den ersteren handelt es sich um Produkte der Impaktglas-Diagenese. Hier finden sich Clinoptilolith und Analcim, wobei Analcim einem fortgeschritteneren Diagenesestadium angehört. Montmorillonit ist die früheste Bildung. Diese Beobachtung paßt auch in das Diagenese-

Schema von WALTON (1975), das, vereinfacht dargestellt, von Glas über Opal, Montmorillonit und Clinoptilolith zu Analcim und schließlich zu Quarz führt.

In den pelitischen Seesedimenten reicht die Diagenesefolge über Analcim hinaus zu authigenem K-Feldspat, wobei eine unmittelbare Beziehung zu Impaktgläsern nicht erkennbar, eine mittelbare über Verwitterungslösungen aber wahrscheinlich ist.

Für die Silikatbildungen in den pelitischen Seesedimenten ist charakteristisch, daß Clinoptilolith zusammen mit Gips und bituminösen Sedimenten auftritt und Analcim an diesen Stellen weitgehend fehlt (um 140 m, um 250 m). Bei einem Wechsel von tonigeren und karbonatischeren Lagen findet sich Clinoptilolith bevorzugt in den tonigeren.

Zwischen 244 und 256 m sind in den bitumenfreien „Blätterschiefern“ die Diatomeen strukturell voll erhalten, in den bituminösen Laminiten finden sich dagegen kugelige Opal-Christobalit-Aggregate (Abb. 4 b). In einigen Lagen sind aber noch die Reste von Diatomeen oder ihre Abdrücke (Hohlräume) erkennbar. Die Ursache hierfür könnte in dem niedrigeren Redoxpotential der bituminösen Sedimente liegen, das eine bessere Löslichkeit der Kieselsäure bewirkt. Experimente von MORTIMER (1941—1942, in HUTCHINSON 1957, S. 792) zeigen, daß unter aeroben Verhältnissen von einigen bis 20 oder 30 mg/l SiO_2 , unter anaeroben Verhältnissen mehr als 100 mg/l gelöst werden.

Clinoptilolith findet sich in diesem Bereich (244—256 m) in einzelnen mm-Lagen als strahlige Aggregate von stengelig-plattigen Kristallen (Abb. 4d). Die Assoziation Bitumen (allg. org. Substanz) — Glas oder Diatomeen-Opal — Clinoptilolith scheint demnach typisch zu sein. Eine Vergesellschaftung von Christobalit, kohligem Sedimenten und Clinoptilolith in Betoniten wurde von REYNOLDS u. ANDERSON (1967) beschrieben. Auch WOLFF (1974) fand bei seinen Untersuchungen über die oberflächennahen Riessedimente Clinoptilolith bevorzugt in Braunkohlenlagen. Das Redoxpotential im Bildungsmilieu dürfte auch hier eine wichtige Rolle gespielt haben.

Analcim findet sich in den pelitischen Sedimenten besonders in der Laminitfolge und zwischen 53 und 66 m, wobei die größten Analcimgehalte mit minimalen Gehalten von Clinoptilolith und Montmorillonit zusammenfallen (Abb. 1; zum Montmorillonit s. SALGER, dieser Band). Das Fehlen von Montmorillonit könnte unter anderem zusammenhängen mit dem gegenüber Clinoptilolith höheren Al-Bedarf bei der Bildung des Analcims, der dann durch Auflösung von Montmorillonit gedeckt worden wäre (WALTON 1975).

Die Analcimkristalle (Abb. 3a) sind idiomorph und von ikositetraedrischer Tracht. Sie treten bevorzugt in karbonatreichen Proben, aber selten in reinen Karbonaten auf.

Im Bereich des maximalen Analcimvorkommens finden sich zwei Lagen von authigenem K-Feldspat (218 m, 226 m). Die Lagen sind 2—3 cm mächtig und enthalten bei 218 m neben Feldspat weißen Siderit, bei 226 m Dolomit. Die Feldspäte bestehen aus kurzen, schiefen, sechseckigen Prismen (= Tracht; Abb. 4c) und zeigen röntgenographisch die Reflexe eines monoklinen Kristalls (nach ASTM: High-

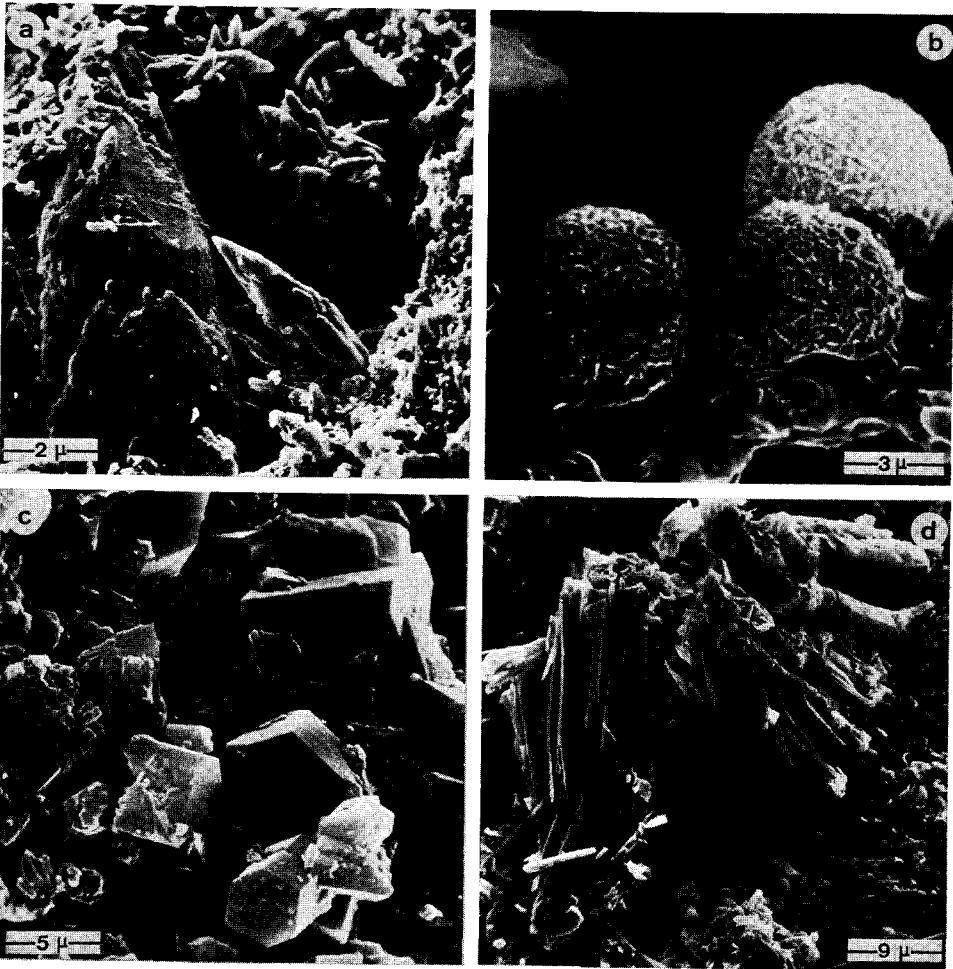


Abb. 4. REM-Aufnahmen von spindelförmigen Calcitpseudomorphosen nach Gips (a; 34 m), Opal-Cristobalit-Kugeln mit Wabenstruktur (b; 254,3 m), authigenem Kali-Feldspat (c; 218,4 m) und Clinoptilolith (d; 252,5 m).

SE micrographs of (a) spindle-shaped gypsum crystals which are now calcitized (34 m), (b) opal-cristobalite (254,3 m), (c) authigenic potassium feldspar (218,4 m), and (d) clinoptilolite (252,5 m).

Sanidine, keine Aufspaltung in 131 und $1\bar{3}1$). Obleich es sich hier um Tieftemperaturbildungen handelt, ist die monokline Struktur nicht ungewöhnlich. Sie wurde von authigenen Kalifeldspäten aus diagenetisch veränderten Pyroklastika des Pleistozäns von HAY u. MOIOLA (1963) und der Oberkreide und des Alt-Tertiärs von v. RAD u. RÖSCH (1972) beschrieben. Auch RICHTER (1974, S. 70) fand monokline, authigene K-Feldspäte in früdiagenetischen Dolomiten des Devons, die Betonitlagen enthalten. Nach HAY (1963, in WALTON 1975) stellt Kalifeldspat das Endprodukt in der SiO_2 -Silikat-Diagenese vulkanischer Sedimente in zunehmend ionenreicheren Lösungen dar. Das notwendige hohe K/Na-Verhältnis kann durch den Na-Verbrauch der Analcimbildung bewirkt worden sein.

Pyrit und Sulfate

Pyrit (Abb. 1) ist im Sediment fein verteilt (max. oberhalb 50 m) und nimmt mit steigendem Tongehalt zu. In den mergeligen Einschaltungen der Basisfolge (285,4 m) kommen Pyritkonkretionen (mittl. Durchm. 3 mm) vor.

Na-Jarosit ($\text{Na Fe}_3 (\text{SO}_4)_2 (\text{OH})_6$) findet sich als gelbe Ausblühung im Kohleton (4,3 m; 18,3 m), desgleichen weißes Eisen-II-Sulfat-Hydrat (37,15 m). Beides sind Produkte der Pyritoxidation, die wahrscheinlich erst nach Exposition der Bohrkerne entstanden. Nach HÖLLER (1967) bildet sich Na-Jarosit durch Oxidation von Pyrit und Reaktion mit Na-Al-Silikaten. Hier dürfte das Na der Porenlösung entstammen.

Gips tritt als Fasergips in meist schichtparallelen Linsen (20—270 m; mittlere Linsen-Dicke: 50 μm) und als weiße Kristallausblühungen am Kernäußeren auf. Zudem finden sich Calcitpseudomorphosen nach Gips (siehe unter Calcit) in den Teufen 256—262 m, 205 m und 33—52 m. Bei den Fasergips-Linsen dürfte es sich, wie die Anreicherungen auf den Bewegungsflächen der Slumping-Strukturen zeigt (MERTES, mündlich), um diagenetische Bildungen handeln. Dabei ist die Frage, ob hier primär gefällter Gips diagenetisch mobilisiert wurde, noch nicht zu beantworten. Eine Entstehung nach der Kerngewinnung ist ausgeschlossen, da die im Sediment vorhandene Gipsmenge (im Mittel 1 Gew.-%) die im Wasser des Porenraumes lösliche (ca. 3 g/l) weit übersteigt. In den karbonatreichen Proben findet sich in der Regel kein Fasergips, wohl finden sich dort Pseudomorphosen nach Gipskristallen (siehe oben). Mit steigendem Tongehalt nimmt der Fasergips-Anteil zu.

Thenardit (Na_2SO_4) bildet weiße Ausblühungen am Kernäußeren.

3. Porosität

Die Nutzporosität wurde nach dem Auftriebsverfahren in CCL_4 an 68 Proben bestimmt. Ein stichprobenartiger Vergleich mit 15 Messungen der Gesamtporosität (Überlaufpyknometer) zeigt, daß alle Poren frei zugänglich sind.

Die Verteilung der Nutzporosität über die Teufe wurde statistisch mit einer Korrelations- und Regressionsanalyse erfaßt (vgl. Abb. 5: K, B und Porositäten < 20 % sind unberücksichtigt).

Man erkennt eine negative Korrelation ($r = -0,47$) zwischen 120 und 250 m. Vergleicht man nur die Proben mit einem Karbonatgehalt kleiner 40 %, so ist die Regressionsgerade geringfügig schwächer geneigt und der Korrelationskoeffizient $r = -0,51$.

Unterhalb von 260 m besteht keine Teufenabhängigkeit. Oberhalb 120 m wurden überraschend geringe Porositäten gemessen. Dies mag zum Teil mit einer vadosen Diagenese zusammenhängen. So konnten im Rasterelektronenmikroskop Zement-Ansätze in den Seekreideproben festgestellt werden (Abb. 3c).

Folgende Porentypen wurden beobachtet:

1. Interkristallinporen in den Karbonaten.
2. Intrapartikelporen in den Kieselalgen-Lagen, die schon am geringen spez. Gewicht der Kernstücke erkennbar sind.

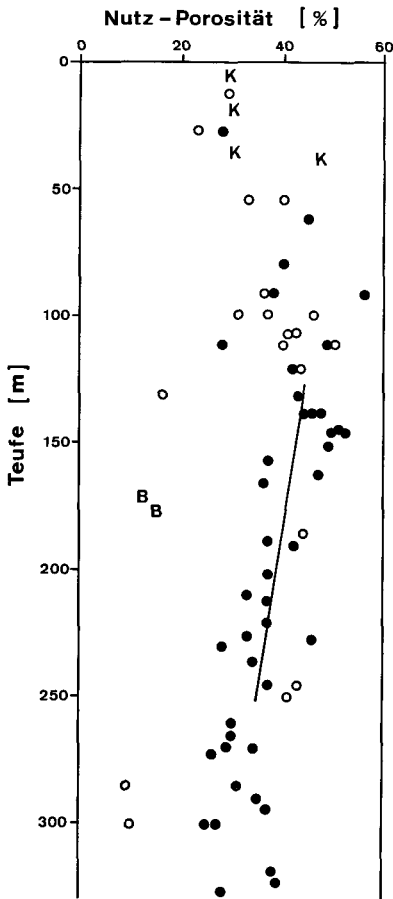


Abb. 5. Tiefenabhängigkeit der Nutzporosität mit einer Regressionsgeraden für den Bereich der Laminiten. (B = Bitumenton, K = kohligter Ton; offene Kreise = Karbonatgehalt größer 40 %, geschlossen = kleiner 40 %).

Porosity versus depth of the lake sediments, regression line inserted only for the laminite section. (B = bituminous clays, K = carbonaceous clays; circles = carbonate content more than 40 %, dots less than 40 %).

3. Kluffproben neben den normalen Poren in den laminierten Tonmergelsteinen. Die schichtparallelen oder quer zur Schichtung verlaufenden Klüfte sind teilweise mit Fasergips gefüllt. Eine zusätzliche Porosität durch schichtparalleles Aufblättern der Bohrkerne infolge Austrocknung wurde beobachtet.
4. Zwickelporen in den Sandsteinen, in denen sich häufig Zeolithe finden. In den kiesführenden Abschnitten vergrößern die zersetzten und umkristallisierten Gläser (Hohlformporen) noch die Porosität.

Vergleicht man die Porosität des Tertiärs von Rossenray (Niederrhein; KALTERHERBERG 1968) mit den vorliegenden Werten, so ist sie im Ries in dem vergleichbaren Tiefenabschnitt 130—210 m höher:

T e u f e	P o r o s i t ä t	
	Ries	Rossenray
130 m	43 %	38 %
210 m	37 %	34 %

Nach der Korngröße der Sedimente von Rossenray (toniger Silt) und der der vorliegenden Sedimente (feinsiltiger Ton), wäre, da in relativ wenig kompaktierten Ablagerungen Tone eine höhere Porosität als Silte besitzen (FÜCHTBAUER u. MÜLLER 1970), für das Ries mit einer erhöhten Porosität zu rechnen. Zudem ist die primäre Porosität durch Schrumpfung beim Austrocknen der Bohrkerne etwas vergrößert worden.

4. Diskussion

A. Bei den untersten See-Sedimenten, den Basalzuklen (314,3—305,4 m) dürfte es sich um aquatisch umgelagertes Material der „gradierten Einheit 331,5—314,3 m“ (JANKOWSKI, dieser Band) handeln. Hierfür spricht die Korngröße und die mit der „gradierten Einheit“ übereinstimmende Mineralzusammensetzung. Auf einen Transport durch und eine Sedimentation in Wasser weisen die matrixarme Gradierung, die Feinschichtung an den Zyklenenden und die Dolomitlagen hin. Die kleine, sedimentgefüllte Rinne läßt sehr flaches Wasser vermuten. Eine erhöhte Boden- und Wassertemperatur infolge der noch nicht ausgekühlten Impakt-Unterlage mag im unteren Teil die Eindunstung beschleunigt haben.

Oberhalb 305,4 m Teufe beginnt eine großzyklische Entwicklung, wobei die Sedimente von Zyklus zu Zyklus immer feinkörniger, immer besser sortiert und verrundet werden. Das Ausgangsmaterial ist vermutlich Suevit; darauf deutet nicht nur die Maximal Korngröße, sondern auch die Zusammensetzung hin, die mit Kristallin- und Glasfragmenten suevitisch ist. Ein kombinierter „Idealzyklus“ würde wie folgt aussehen (vgl. Abb. 2):

9. dolomitische Laminite
8. diatomitisch-dolomitische Laminite
7. bituminös-dolomitische Laminite
6. mm-Wechsel von dolomitischen Mergeln und Calcit, z. T. bituminös, (Pseudomorphosen nach Gips, Bruchschill, Oszillationsrippeln)
5. cm-Wechsel von dolomitischen Mergeln und Calcit, Fossilagen
4. pflanzenreiche, z. T. dolomitische Mergel, siltig-sandig; einzelne, zerbrochene Calcitlagen
3. Feinsandstein mit Dolomitlagen und -zement
2. Kies-Sand-Kleinzyklen
1. suevitische Schlammstromablagerungen (Liegendes)

Sind die untersten, matrixreichen Sedimente als Schlammströme abgelagert, so besitzen die zunehmend matrixärmeren Kies-Sand-Kleinzyklen fluviatilen Charakter. Die sandigen und siltigen Zyklenglieder 3 und 4 dürften aufgrund der Dolomit- und Calcitlagen und der Pflanzenreste in einem flachen See bzw. in der Uferregion eines Sees gebildet worden sein. Die relativ karbonat- und fossilreichen und z. T. schon bituminösen Glieder 5 und 6 sprechen für einen See, der ein euxinisches Bodenwassermilieu zuließ, aber zeitweilig noch weitgehend eindampfte (Gips, hohe Sr-Werte). Die rein pelitischen Glieder 7 bis 9 des Idealzyklus (nur oberhalb 256 m) wurden, da Hinweise auf Trockenfallen fehlen und eine dermaßen ungestörte Feinstlaminierung nur unter Wasser denkbar ist, in einem ständigen See abgelagert. Mit Beginn dieser Sedimentation ist der playa-ähnliche Zustand des Riesbeckens beendet.

B. Die Zyklen oberhalb 256 m gliedern sich nicht mehr durch die Korngröße, sondern durch Bitumengehalt und Mineralinhalt. Im Frühstadium des jetzt ständigen Sees (256—244m) erhöhte sich die Ionenkonzentration durch Evaporation. Die fortschreitende Verwitterung, besonders der glasigen Suevitkomponenten, lieferte zunehmend mehr Ionen in das abflußlose Becken.

Die Calcit- und Gipsfällungen zwischen 263 und 256 m dürften das Mg/Ca-Verhältnis erhöht haben, so daß oberhalb 256 m kein Tief-Mg-Calcit mehr gebildet werden konnte. Daß sich trotzdem schon vorher Dolomit bildete, mag auf die geringere Ionenkonzentration im Seewasser zurückzuführen sein, die zur Dolomitisierung ein niedrigeres Mg/Ca-Verhältnis erforderte (FOLK u. LAND 1975). Andererseits ist in diesen hochdurchlässigen und nicht durch Bitumen konservierten Sedimenten unterhalb 256 m ein diagenetischer Mg-Verlust der Mg-Calcite nicht auszuschließen.

Konnte in der großzyklischen Entwicklung bis 244 m noch eine „transgressive“ Tendenz erkannt werden, so weist die Sedimentausbildung oberhalb 244 m auf den stabilen Zustand eines Stillwassersees mit euxinischer Bodenwasserschicht hin. Doch zeigen die im m-Bereich schwankenden Bitumen- und Dolomitgehalte wahrscheinlich den Wechsel von zuflußreicheren und -ärmeren Phasen an. Auch in größerem Maßstab ist die Laminitfolge nicht einheitlich: zwischen 244 und 200 m weist die Mineralvergesellschaftung (bes. Analcim) einen hohen Alkaligehalt (Salinität) aus, wodurch die relative Bitumenarmut dieses Abschnittes bewirkt sein könnte (Verminderung der Besiedlung). Darüber, bis 145 m, scheint die Salinität geringer gewesen zu sein (hoher Bitumengehalt und Zurücktreten authigener Silikate).

C. Zwischen 145 und 119 m ist dann möglicherweise ein ähnlicher Zustand in der See-Entwicklung erreicht, wie er bei der Bildung der Sedimente 256—244 m vorgelegen hat (verstärkt Gips, Clinoptilolith, Diatomeen). Auch die Dolomite sind hier Ca-ärmer, was mit einer Erniedrigung des Ca/Mg-Verhältnisses in der Lösung infolge Gipsfällung oder mit einer Verringerung der Ionenkonzentration im Seewasser (siehe oben) erklärt werden könnte.

Oberhalb ca. 132 m geht die laminitische Schichtung in eine cm-Wechselschichtung über. Gleichzeitig treten m-mächtige, fast ungeschichtete Tonstein-Einschalungen auf. Generell wird die Schichtung nach oben hin gröber und der Bitumengehalt nimmt ab (euxinische Bodenwasserschicht löst sich auf). Bioturbationsgefüge sprechen für sauerstoffhaltiges Bodenwasser.

Wie der Karbonatchemismus und der Fossilinhalt (GALL et al. 1974) zeigen, wird die Salinität des Seewassers geringer; doch weisen Analcim und die im m-Bereich schwankenden Karbonatgehalte auf episodisch höhere Salinität hin.

D. Diese Entwicklung tritt ab 52 m schärfer hervor: reine Süßwasserfaunen (GALL et al. 1974), „Kohleflöze“, keine durchgehende Dolomitisierung mehr und geringe Sr-Gehalte; daneben Salzwasserfaunen und reine Dolomit- und Gipslagen. Dieser häufige und kräftige Fazieswechsel zeigt die starke regionale Differenzierung in einem Seebecken an, das sich, möglicherweise durch die Entwicklung eines Abflusses, verflachte.

5. Literatur

- FOLK, R. L. u. LAND, L. S.: Mg/Ca Ratio and Salinity: Two Controls over Crystallization of Dolomite. — *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, **59**, p. 60—68, 1975.
- FÖRSTNER, U.: Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries-Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973). — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band) München 1977.
- FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgestein. — ENGELHARDT, W. v., FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G., *Sediment-Petrologie*. — Teil II, 726 S., Stuttgart (Schweizerbart), 1970.
- GALL, H., JUNG, W. u. DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 53—57, München 1974.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HAY, R. L. u. MOIOLA, R. J.: Authigenic Silicate Minerals in Searles Lake, California. — *Sedimentology*, **2**, p. 312—332, 1963.
- HÖLLER, H.: Experimentelle Bildung von Alunit-Jarosit durch die Einwirkung von Schwefelsäure auf Mineralien und Gesteine. — *Contr. Mineral. and Petrol*, **15**, p. 309—329, 1967.
- HUTCHINSON, G. E.: *A Treatise on Limnology*. — Vol. I, 1015 S., John Wiley and Sons, Inc., New York 1957.
- JANKOWSKI, B.: Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- KALTERHERBERG, J.: Beziehungen zwischen Korngrößenzusammensetzung und Porenvolumen in einigen vorbelasteten Schichten. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **15**, S. 167—180, 11 Abb., Krefeld 1968.
- KRANZ, J. R.: Strontium — ein Fazies-Diagenese-Indikator im Oberen Wettersteinkalk (Mittel-Trias) der Ostalpen. — *Geol. Rdsch.*, **65**, S. 593—614, 1976.
- MÜLLER, G., IRION, G. and FÖRSTNER, U.: Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. — *Naturwiss.*, **59**, S. 158—164, 1972.
- RAD, U. v. and RÖSCH, H.: Mineralogy and Origin of Clay Minerals, Silica and Authigenic Silicates in Leg 14 Sediments. — *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, **14**, p. 727—751, 1972.
- REYNOLDS jr., R. C. and ANDERSON, D. M.: Cristobalite and Clinoptilolite in Bentonite Beds of the Colville Group, Northern Alaska. — *J. Sediment. Petrol.*, **37**, p. 966—969, 1967.
- RICHTER, D. K.: Entstehung und Diagenese der devonischen und permotriassischen Dolomite der Eifel. — *Contr. Sedimentol.*, **2**, 101 S., Stuttgart 1974.
- SALGER, M.: Die Tonminerale der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- STACH, H. u. LOHSE, U.: Eigenschaften und Verwendung natürlicher und synthetischer Zeolithe. — *Freiberger Forschungsh.*, **C 296**, 141—161, 1975.
- WALTON, A. W.: Zeolitic Diagenesis in Oligocene Volcanic Sediments, Trans-Pecos Texas. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **86**, p. 615—624, 1975.
- WOLFF, M.: Limnische Kalke und Dolomite im Nördlinger Ries und Steinheimer Becken. — *Diss. Ruhr-Univ. Bochum*, 116 S., 30 Abb., 2 Tab., 9 Diagr., Bochum 1974.
- WOLFF, M. u. FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — *Geol. Jb.*, **D 14**, 3—53, Hannover 1976.

Geologica Bavarica	75	37—48	München 1977
--------------------	----	-------	--------------

Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries-Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973)

Von ULRICH FÖRSTNER

Mit 4 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung

Die Einflußfaktoren auf die Zusammensetzung von Haupt- und Spurenelementen wurden an 147 Gesamtproben und 29 Pelitfraktionen der Post-Impakt-Sedimentfolge (0—325 m) aus der Forschungsbohrung Nördlingen untersucht. (1) Lithogene Einflüsse ergeben sich aus den Gehalten von Alkali- und Erdalkalimetallen. (2) Die Differenzierung von Mangan, Eisen und Vanadium in der Sedimentabfolge zeigt die Veränderung der Redoxbedingungen während der See-Entwicklung, die zugleich Ausdruck der wechselnden Morphometrie des Seebeckens sind. (3) Klimatische Einflüsse und die Salinität des Seewassers spiegeln sich in den Gehalten von Alkalimetallen und von Strontium in den Tonmineralien bzw. in Karbonaten; eine negative Korrelation der Alkalien mit den Gehalten an organischen Substanzen deutet darauf hin, daß die Salinität die organische Produktion beeinflusst hat. (4) Früh- und spätdiagenetische Vorgänge lassen sich aus der Verteilung von Strontium und Mangan in den Karbonaten verfolgen.

Summary

The factors influencing the composition of major and trace elements were investigated on 147 bulk samples and 29 pelitic fractions of the post-impact-sediment sequence (0—325 m) from the bore-hole at Nördlingen. (1) Lithogenic influences can be observed from the alkali- and earth alkali metals. (2) The differentiation of manganese, iron and vanadium in the sediment sequence shows the change in the redox conditions during the lake development, which at the same time is representative of the changing morphometry of the lake basin. (3) Climatic influences and the salinity of the lake water are reflected in the contents of alkali metals and strontium in the clay minerals or carbonates; a negative correlation of the alkalis with the contents of organic substances indicates that the salinity has influenced the organic production. (4) Early or late diagenetic processes can be traced from the distribution of strontium and manganese in the carbonates.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	38
2. Probenvorbereitung und Analytik	38
3. Untersuchungen an der Kornfraktion $< 2 \mu$	39
4. Untersuchungen an den Gesamtproben	42
5. Literatur	48

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. ULRICH FÖRSTNER, Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 6900 Heidelberg.

1. Einführung

Das Interesse der Geowissenschaften an limnologischen Forschungen hat in den vergangenen Jahren stark zugenommen, nachdem deutlich wurde, daß die Ablagerungen in den Binnenseen durch relativ rasche und gleichmäßige Sedimentationsraten in besonders günstiger Weise kurz- und mittelfristige Veränderungen von Umwelteinflüssen widerspiegeln. Dabei können aus den mechanischen Ablagerungen, die durch Wasser- oder Windtransport in das Seebecken gelangen, Rückschlüsse auf die Liefergebiete und die Transportbedingungen gezogen werden; Analysen an oberflächennahen Sedimentkernen geben u. a. Hinweise auf die zeitliche Entwicklung und das Ausmaß von zivilisatorischen Verschmutzungen. Auf der anderen Seite sind es die authigenen Bildungen — sowohl die Primärabscheidungen aus der Lösung wie die Umwandlungsprodukte vorgegebener Mineralphasen — welche die hydrochemischen Bedingungen im Seebecken und deren zeitliche Variation anhand charakteristischer Mineralparagenesen verfolgen lassen. In diesem Zusammenhang können besonders die Na-, Ca- und Mg-Karbonate (EUGSTER 1970; FÖRSTNER 1971; MÜLLER et al. 1972), die Zeolithe (HAY 1966; STOFFERS 1975) und die Tonmineralien (DROSTE 1959; GRIM et al. 1960; MILLOT 1970) als Indikatoren herangezogen werden. Summarisch spiegelt sich die Differenzierung der einzelnen Mineralanteile — und z. T. auch der organischen Komponenten — im Chemismus der See-Ablagerungen wider, in der Zusammensetzung sowohl der Hauptionen wie der Spurenelemente.

Bei den vorliegenden chemischen Untersuchungen der Post-Impakt-Sedimente des Nördlinger Ries, speziell der Ablagerungen im Ries-See, gilt das besondere Augenmerk der Unterscheidung der wichtigsten Einflußfaktoren auf die lakustrisch-sedimentäre Entwicklung: (1) Lithologische Einflüsse, (2) Redoxverhältnisse, (3) Klima und Salinität, sowie (4) Diagenese-Vorgänge.

2. Probenvorbereitung und Analytik

In einer ersten Unterteilung des Kernprofils der Forschungsbohrung Nördlingen hatte GUDDEN (1974) die oberen 325 m als Post-Impakt-Sediment eingestuft. Aus dieser Abfolge wurden vom Laboratorium für Sedimentforschung im Abstand von ca. 1 m insgesamt 305 Proben entnommen und bezüglich ihres Mineralbestands untersucht (s. FÖRSTNER u. ROTHE in diesem Band.) Für die vorliegenden Untersuchungen der chemischen Zusammensetzung wurden daraus wiederum 150 Proben ausgewählt, so daß jeweils ca. 2 m der Sedimentabfolge, die nach dem Ries-Ereignis zur Ablagerung kam, durch eine Probe repräsentiert wird.

Die Proben wurden bei 105° C getrocknet und in einem Achat-Mörser zermahlen. Der Aufschluß erfolgte mit Flußsäure/Salpetersäure: Jeweils 250 mg Substanz wurde mit 5 ml HF und 2 ml HNO₃ im Platintiegel erhitzt und auf dem Sandbad bis fast zur Trockene eingedampft, nochmals HNO₃ zugegeben, wieder eingedampft und schließlich mit 15 %iger HNO₃ gelöst. Die Lösung wurde in 50 ml Glaskolben übergeführt und aufgefüllt. Die Messungen wurden atomabsorptionsspektrometrisch nach den Geräte-Einstellungen der Herstellfirma (Per-

kin-Elmer) durchgeführt. Bis auf Vanadium, das flammenlos in der Graphitküvette bestimmt wurde, konnten alle anderen Elemente (Li, Na, K, Mg, Ca, Sr, Mn, Fe, Zn) mit der normalen Flammentchnik gemessen werden, die gut reproduzierbare Ergebnisse brachte (Abschn. 4).

In einer zweiten Versuchsserie wurden die Metallgehalte in den pelitischen Anteilen ($< 2 \mu$) von 29 ausgewählten Einzelproben bestimmt, an denen auch Korngrößenanalysen durchgeführt worden waren. Dieses Verfahren diente einmal zur Eliminierung von Korngrößeneffekten und sollte darüber hinaus Vergleichsdaten liefern für Untersuchungen an rezemtem Material, wo u. a. anthropogene Verschmutzungsursachen durch Analysen an der entsprechenden Kornfraktion nachgewiesen werden konnten (FÖRSTNER u. MÜLLER 1974). Der Säureaufschluß der Tonproben erfolgte nach dem gleichen Verfahren wie für die Gesamtproben. Zusätzlich zu den dort gemessenen Elementen wurden noch die Schwermetalle Chrom, Nickel, Kupfer, Blei, Kobalt, Quecksilber und Cadmium atomabsorptionsspektrometrisch bestimmt, mit Ausnahme von Ni, Cr und Cu nach flammenlosen Verfahren. Im nachfolgenden Abschnitt werden zunächst die Ergebnisse dieser Messungen wiedergegeben.

3. Untersuchungen an der Kornfraktion $< 2 \mu$ (29 Proben)

In den Abbildungen 1 a und 1 b sind die Metallgehalte der pelitischen Anteile von 29 ausgewählten Proben dargestellt. Die schraffierten Flächen geben die Gesamtanteile der verschiedenen Elemente wieder, die äußeren Linien repräsentieren die Metallgehalte nach Umrechnung auf karbonatfreies Material. Die Karbonatgehalte wurden aus röntgenographischen und chemischen Messungen gewonnen und sind — unterteilt nach Dolomit und Calcit — in der ersten Kolumne der Abb. 1 a aufgetragen. Entsprechend den Karbonatanteilen in den Gesamtproben (s. FÖRSTNER u. ROTHE, dieser Band) liegen die Karbonatwerte der $< 2 \mu$ -Proben in den Ablagerungen vor der Bildung des eigentlichen Ries-Sees (unterhalb ca. 265 m Sedimenttiefe) bei weniger als 10 % und steigen dann — insbesondere in den Dolomitanteilen — im unteren See-Stadium deutlich an. Bei durchschnittlichen Karbonatanteilen von 20—30 % folgt eine Phase stärkerer Calcitvormacht, die zwischen ca. 70 und 50 m Sedimenttiefe von dolomitreichen Pelitsedimenten abgelöst wird; in den oberen See-Ablagerungen ist wieder vorzugsweise Calcit anzutreffen.

Die Gehalte von Lithium, Natrium, Kalium und Magnesium verlaufen innerhalb der See-Entwicklung weitgehend parallel zu den Dolomitanteilen. Erhöhte Gehalte dieser vier Metalle finden sich im unteren Teil der See-Sedimentabfolge von 265 m bis 130 m und dann wiederum zwischen 70 m und 50 m Sedimenttiefe. Diese Korrelation ist für Magnesium zu erwarten, nicht jedoch — aus kristallchemischer Sicht — für die Alkalimetalle. Wahrscheinlich zeigt diese Verknüpfung von erhöhten Dolomitanteilen und den vorwiegend in den Tonsubstanzen angereicherten Alkalimetallen den Einfluß erhöhter Salinitäten im Seewasser an.

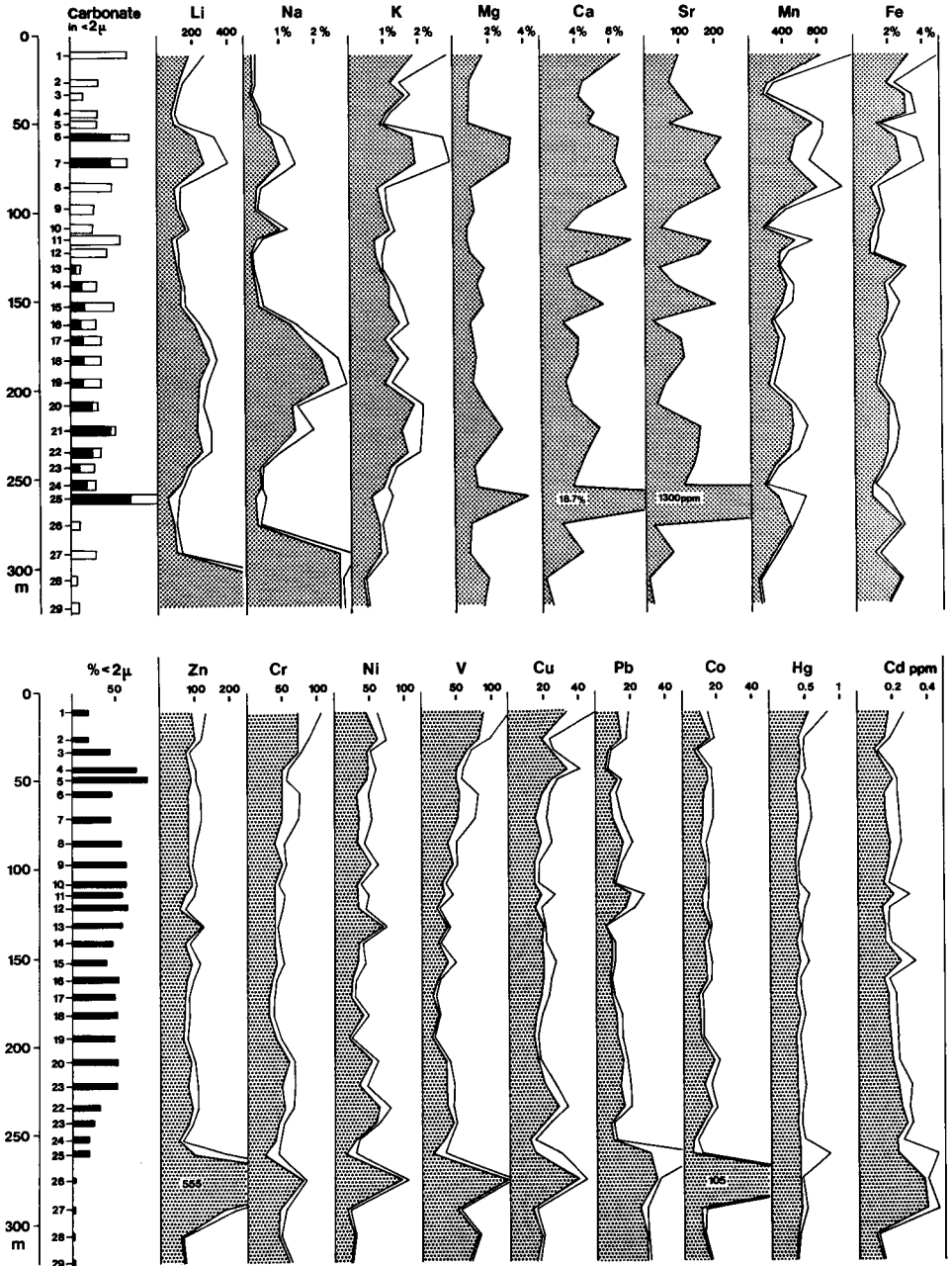


Abb. 1 Metallgehalte in der Pelitfraktion ($< 2 \mu$) der Ries-Sedimente.

a) Alkalien, Erdalkalien, Mangan, Eisen. b) Spuremetalle.

Karbonatgehalte: Dolomit = schwarze Flächen; Calcit = offene Signatur.

Elementgehalte: Gesamtfraction $< 2 \mu$ = Punktsignatur; Korrektur auf karbonatfreies Sediment = äußere Begrenzungslinie.

Metal contents in the pelitic fraction ($< 2 \mu$) of Ries sediments.

a) Alkali metals, earth alkali metals, manganese, iron. b) Trace metals.

Carbonate contents: Dolomite = black areas; Calcite = open signature.

Element contents: Total fraction $< 2 \mu$ = shaded areas; correction for carbonate-free sediment = outer limitation line.

Eine gute Übereinstimmung ergibt sich aus dem Kurvenverlauf der Gesamtkarbonatgehalte in den Pelitfraktionen der See-Sedimente und den entsprechenden Gehalten an Calcium, Strontium und Mangan. Es handelt sich um unmittelbare Anreicherungen in den karbonatischen Phasen der Feinkornanteile, weitgehend unabhängig von den jeweiligen Prozentanteilen von Dolomit bzw. Calcit. Eine Umrechnung auf karbonatfreie Substanz war deshalb hier nicht angebracht.

Die Gehalte von Eisen sind — verglichen mit den bisher betrachteten Alkali- und Erdalkali-Metallen sowie Mangan — weniger starken und innerhalb der verschiedenen See-Stadien relativ untypischen Veränderungen unterworfen. Lediglich im oberen Abschnitt der See-Sedimentabfolge steigen die Eisengehalte deutlich an.

Ein Nebenprodukt der vorliegenden geochemischen Untersuchungen stellt die Ermittlung von „background“-Daten an unverschmutzten pelitischen See-Ablagerungen als Vergleichswerte für umweltrelevante Bestimmungen in entsprechenden rezenten Sedimenten dar. Abbildung 1 b gibt die Gehalte von 9 Spurenelementen im Profil wieder, sowohl als Meßwerte aus der Fraktion $< 2 \mu$ wie auch nach Umrechnung auf karbonatfreie Substanz. Mit Ausnahme einer Probe aus 274 m Tiefe, deren gleichartige Zunahme der Cr-, Ni-, V-, Cu- und Co-Anteile auf den Einfluß basischer Gesteinskomponenten schließen läßt, sind die Schwankungen der einzelnen Meßdaten relativ gering. Lediglich die Gehalte von Vanadium — weniger deutlich auch von Kupfer und Chrom — zeigen im oberen Profilabschnitt einen Anstieg; dies geht parallel zu dem Befund erhöhter Eisengehalte in diesem Bereich (Abb. 1 a).

In der Tabelle 1 sind die Mittelwerte der hier bestimmten Spurenelemente aus 25 Proben der engeren See-Sedimentabfolge oberhalb 265 m mit den entsprechenden Tongesteins-Standardwerten verglichen, die von TUREKIAN u. WEDEPOHL (1961) zusammengestellt worden sind:

Tabelle 1

Spurenmittelgehalte in Pelitsedimenten des Ries-Sees und in durchschnittl. Tongestein (TUREKIAN u. WEDEPOHL 1961)

Trace metal contents in pelitic sediments of the Ries and in average shale (TUREKIAN a. WEDEPOHL 1961)

	Zn	Cr	Ni	Cu	Pb	Co	Hg	Cd
Mittelwert aus 25 Pelitproben	105	59	51	25	16	15	0,5	0,24
Tongesteins-Standard („Shale“)	95	90	68	45	20	19	0,4	0,30

Aus dieser Gegenüberstellung ergibt sich eine recht gute Übereinstimmung der Gehalte von Zink, Nickel, Kobalt, Quecksilber und Cadmium, während die Anteile von Chrom, Kupfer und Blei in den Pelitfraktionen der Ries-Seesedimente um ca. 50 % unter den Tongesteins-Standardwerten liegen. Bei den Anteilen von Vanadium, die wegen der charakteristischen Profil-Entwicklung nicht verglichen wurden, sind im unteren Abschnitt der Sediment-Abfolge nur ca. 30 % des Tongesteins-Standards (130 ppm) vorhanden.

4. Untersuchungen an den Gesamtproben (147 Proben)

In der Abb. 2 sind die Gehalte der Alkalimetalle Lithium, Natrium und Kalium, der Erdalkalien Magnesium, Calcium und Strontium, von Eisen, Mangan, Vanadium und Zink sowie von organischem Kohlenstoff in 147 Gesamtsedimentproben aus dem Profilabschnitt oberhalb 325 m wiedergegeben. Dabei zeichnet sich sowohl für die Alkalien wie für die Erdalkalien generell eine ähnliche Entwicklung ab wie in der Pelitfraktion, doch sind die Schwankungen der Meßwerte wesentlich größer als bei den oben dargestellten Daten aus dem Feinkornanteil. Es erschien deshalb vorteilhaft, die geochemischen Daten über größere Profilabschnitte zusammenzufassen und diese Mittelwerte zu vergleichen. Eine vorläufige Grobgliederung wurde dabei entsprechend den geophysikalischen, granulometrischen und mineralogischen Kriterien folgendermaßen vorgenommen: (1) Überwiegend Ablagerungen im Süßwasser von 0—52 m Sedimenttiefe. (2) Dolomitische Abfolge ohne Mg-Calcit von 52—91 m. (3) Parallelgeschichtete Tonmergel mit Mg-Calcit von 91—262 m. (4) Tonig-sandige Abfolge vor der eigentlichen See-Sedimentation unterhalb 262 m. Diesen vier Groseinheiten sind in der Abb. 3 die entsprechenden geochemischen Daten — jeweils als arithmetische Mittelwerte — gegenübergestellt:

Nach einer Phase relativ geringer Karbonatbildung im unteren Teil der Post-Impakt-Sedimentabfolge ist der Bereich der Blättermergel (262—91 m) durch einen deutlichen Anstieg der Karbonatanteile und der Magnesium-, Strontium- sowie der Lithiumanteile gekennzeichnet.

Der Höhepunkt der Karbonatbildung in der Post-Impakt-Sedimentation liegt in der Einheit 2 zwischen 52 m und 91 m. Dolomit ist dabei vorherrschend. Neben stark erhöhten Gehalten von Magnesium und Strontium ist ein charakteristischer Anstieg der Anteile von Natrium — und weniger deutlich — von Lithium und Kalium festzustellen. Mit dem Übergang zur Süßwassersedimentation oberhalb 52 m, der sich in verstärkter Calcitabscheidung ausdrückt, nehmen auch die Mangangehalte deutlich zu. Die Übereinstimmung in der Gesamtentwicklung der Calcium- und der Mangananteile läßt eine bevorzugte Verknüpfung der Mn-Komponente mit der Calcitphase vermuten.

In den vier Profileinheiten zeigen Eisen und Vanadium eine gleichsinnige Entwicklung, die zudem parallel zu den Gehalten an organischem Kohlenstoff verläuft. Bei den Zinkwerten ist keine charakteristische Veränderung innerhalb des Sedimentprofils festzustellen (Abb. 3).

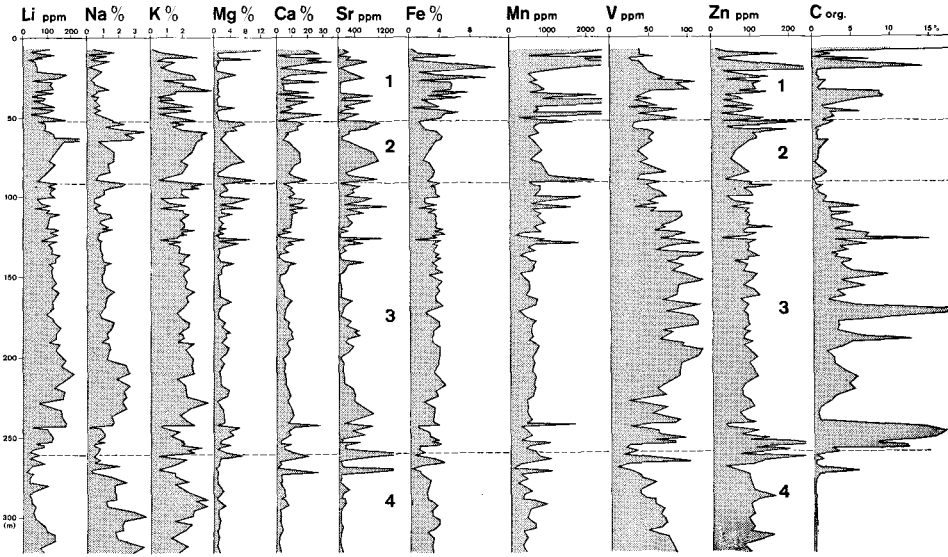


Abb. 2 Gehalte an Alkali- und Erdalkalimetallen, Eisen, Mangan, Vanadium, Zink und an organischem Kohlenstoff in den Ries-Sedimenten.

Contents of alkali metals, earth alkali metals, iron, manganese, vanadium, zinc and organic carbon in the Ries sediments.

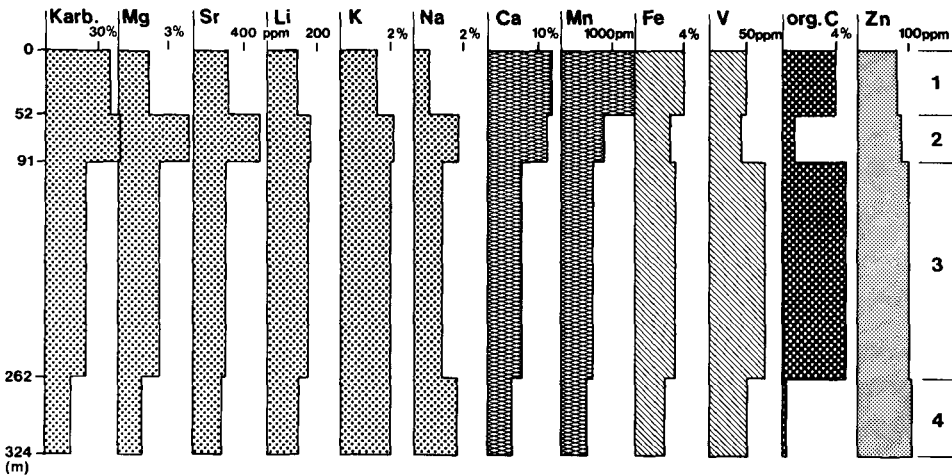


Abb. 3 Durchschnittsgehalte der Metalle, Karbonate und des organischen Kohlenstoffs in vier Einheiten der Ries-Sedimentabfolge.

Average contents of metals, carbonates and organic carbon in four units of the Ries sediment sequence.

Zur weiteren Interpretation der Resultate wurden für die Einzeldaten aus den 4 Großeinheiten Korrelationsmatrizen erstellt, in der die Regressionskoeffizienten der untersuchten Variablen paarweise errechnet sind. Aus dem Beispiel der Korrelationsmatrix für den Bereich der parallelgeschichteten Tonmergel (91 bis 262 m Sedimenttiefe, 79 Proben) lassen sich einige charakteristische geochemische Entwicklungen in den See-Sedimenten ablesen (Tab. 2).

Tabelle 2

Korrelationsmatrix für Metallgehalte, C_{ORG}-Anteile und Gesamtkarbonatgehalte im Bereich der parallelgeschichteten Tonmergel aus 91 bis 262 m Sedimenttiefe (n = 79; kursive Zahlen = > 95 %, halbfette Zahlen = > 99,9 % Wahrscheinlichkeit der Korrelationskoeffizienten „r“).

Korrelation-matrix for metal contents, organic carbon and total carbonate contents in the laminite series from 91 m to 262 m sediment depth. (n = 79; italics = > 95 %, heavy-faced type = 99,9 % probability of the coefficient „r“)

	Li	Na	K	Mg	Ca	Sr	Mn	Fe	V	Zn	C _{ORG}	GKarb
Li		.60	.37	— .19	— .39	— .30	— .30	.63	.59	— .03	— .24	— .36
Na	.60		.54	— .11	— .18	— .07	— .22	.29	.10	— .09	— .31	— .17
K	.37	.54		— .56	— .55	— .49	— .45	.41	.15	.42	— .37	— .47
Mg	— .19	— .11	— .56		.57	.78	.54	— .37	— .20	— .31	.17	.61
Ca	— .39	— .18	— .55	.57		.81	.74	— .54	— .42	— .43	— .14	.79
Sr	— .30	— .07	— .49	.78	.81		.57	— .54	— .42	— .31	— .01	.78
Mn	— .30	— .22	— .45	.54	.74	.57		— .21	— .10	— .20	— .20	.48
Fe	.63	.29	.41	— .37	— .54	— .54	— .21		.64	.18	— .31	— .61
V	.59	.10	.15	— .20	— .42	— .42	— .10	.64		.10	— .05	— .43
Zn	— .03	— .09	.42	— .31	— .43	— .31	— .20	.18	.10		.16	— .42
Corg	— .24	— .31	— .37	.17	— .14	— .01	— .20	— .31	— .05	.16		— .13
Gkarb	— .36	— .17	— .47	.61	.79	.78	.48	— .61	— .43	— .42	— .13	

(1) Lithologische Einflüsse

Als erstes zeigt sich eine signifikant positive (> 99,9 % wahrscheinliche) Korrelation der Alkalimetalle Lithium, Natrium und Kalium. Da gleichzeitig die Gehalte von Lithium und Kalium signifikant negativ mit den Gesamtkarbonatanteilen korreliert sind, liegt es nahe, für diese Metalle eine Verknüpfung mit den Tonmineralien anzunehmen. Auf eine solche Beziehung über die Tonphase deutet auch die enge Korrelation von Lithium und Kalium mit den Eisenwerten hin. Die positive Korrelation von Eisen und Vanadium zu Lithium und von Zink zu Kalium zeigt eine Beziehung dieser Elemente zu den Tonmineralphasen an. Das etwas abweichende Verhalten von Natrium (schwach negativ mit Karbonaten, weniger stark positiv mit Eisen korrelierbar) könnte durch eine zusätzliche Verbindung mit anderen Mineralphasen, z. B. mit Analcim, erklärt werden. Eindeutig erscheint die Beziehung zwischen den Gesamtkarbonatgehalten, Magnesium, Calcium, Strontium und Mangan, die jeweils mit mehr als 99,9 % Wahrscheinlichkeit positiv untereinander korreliert sind; damit ist auch die Zuordnung der Mangananreicherungen zur Karbonatphase im Bereich der bituminösen Blättermergel ge-

klärt (für die Sedimentationseinheiten im Liegenden und Hangenden ergeben sich andere Verhältnisse; s. u.). „Verdünnend“ wirken sich die erhöhten Karbonatanteile auf die Gehalte von Eisen, Vanadium und Zink aus.

(2) Redoxbedingungen

Die Mangangehalte sind im Übergangsbereich zwischen der Rückfallbreccie und der lakustrischen Sedimentbildung (Proben aus 325 m bis 297 m Sedimenttiefe) signifikant positiv mit Eisen korreliert. Mit zunehmender See-Entwicklung gehen die beiden Metalle separate Wege, im oberen Profilabschnitt (oberhalb 52 m Sedimenttiefe) besteht eine zu mehr als 95 % wahrscheinliche negative Korrelation dieser Elemente. Eine ähnliche Auftrennung erfolgt zwischen Vanadium und Mangan, deren Anteile zunächst im tieferen Profilabschnitt indifferent liegen, im oberen Teil jedoch deutlich negativ korreliert sind. Es ist anzunehmen, daß Mangan durch eine Verringerung der Sauerstoffgehalte, wie sie vor allem bei größeren Wassertiefen und erhöhter organischer Produktion — z. B. im unteren Abschnitt der bituminösen Blättermergel — zunächst aus den silikatischen Mineralien (vor allem Tonmineralien), später aus den Karbonatmineralien bevorzugt remobilisiert wird und im oberen Abschnitt der Sedimentabfolge selbständige Phasen, vermutlich wasserhaltige Oxide, ausbildet. Es besteht im Bereich der bituminösen Blättermergel keine Korrelation zwischen den Vanadium-Gehalten und den Anteilen organischer Substanz — ein unerwartetes Resultat, wenn man den recht gleichartigen Verlauf der Profilkurven in Abb. 2 vergleicht. Im Abschnitt der überwiegenden Süßwassersedimentation (oberhalb 52 m Sedimenttiefe) finden sich Eisen-Anreicherungen, die wahrscheinlich durch die Zersetzung von organischen Substanzen, Sauerstoffarmut und reduzierende Verhältnisse bedingt sind. Ein Vergleich mit der Eisenerzbildung in Torfmooren bietet sich hier an.

(3) Salinität

Bei allen Schwankungen der Einzelwerte ist für die Elemente Lithium, Natrium, Kalium und Strontium innerhalb des Gesamt-Sedimentprofils eine deutliche Zunahme einmal im unteren Teil der Blättermergel und zum zweiten im Bereich verstärkter Dolomitabscheidung zwischen 91 m und 52 m Sedimenttiefe festzustellen. Man kann darin einen Ausdruck der Salinitätsbedingungen als Folge von klimatischen Einflüssen sehen; dabei werden die Elemente Lithium, Natrium und Kalium, die sich bei den Eindunstungsvorgängen im Wasser anreichern, über Sorptions- und Austauschprozesse vor allem von den Tonmineralien aufgenommen, während Strontium zusammen mit Magnesium bevorzugt in die karbonatischen Phasen eingeht.

Für die Entwicklung der See-Sedimente ist noch eine weitere Beziehung interessant, die sich vor allem im Bereich der bituminösen Blättermergel abzeichnet: eine deutlich negative Korrelation der Gehalte von organisch Kohlenstoff mit den Anteilen der Alkalimetalle. Dieser Befund deutet darauf hin, daß die organische Produktion u. a. von den Salzgehalten kontrolliert wurde, d. h., daß bei höheren Salinitäten während der Ablagerung der parallelgeschichteten Tonmergel die Verbreitung von tierischem und pflanzlichem Plankton zurückging.

(4) Diagenetische Vorgänge

Die Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente des Ries-Sees wird an anderer Stelle in diesem Sonderband der „Geologica Bavarica“ ausführlich dargestellt. Hier soll vor allem auf das Verhalten von Spurenelementen bei diesen Prozessen eingegangen werden. Dazu sind in der Abbildung 4 die Gehalte von Strontium und Mangan von jeweils 147 Gesamtsedimentanalysen aus der Abfolge

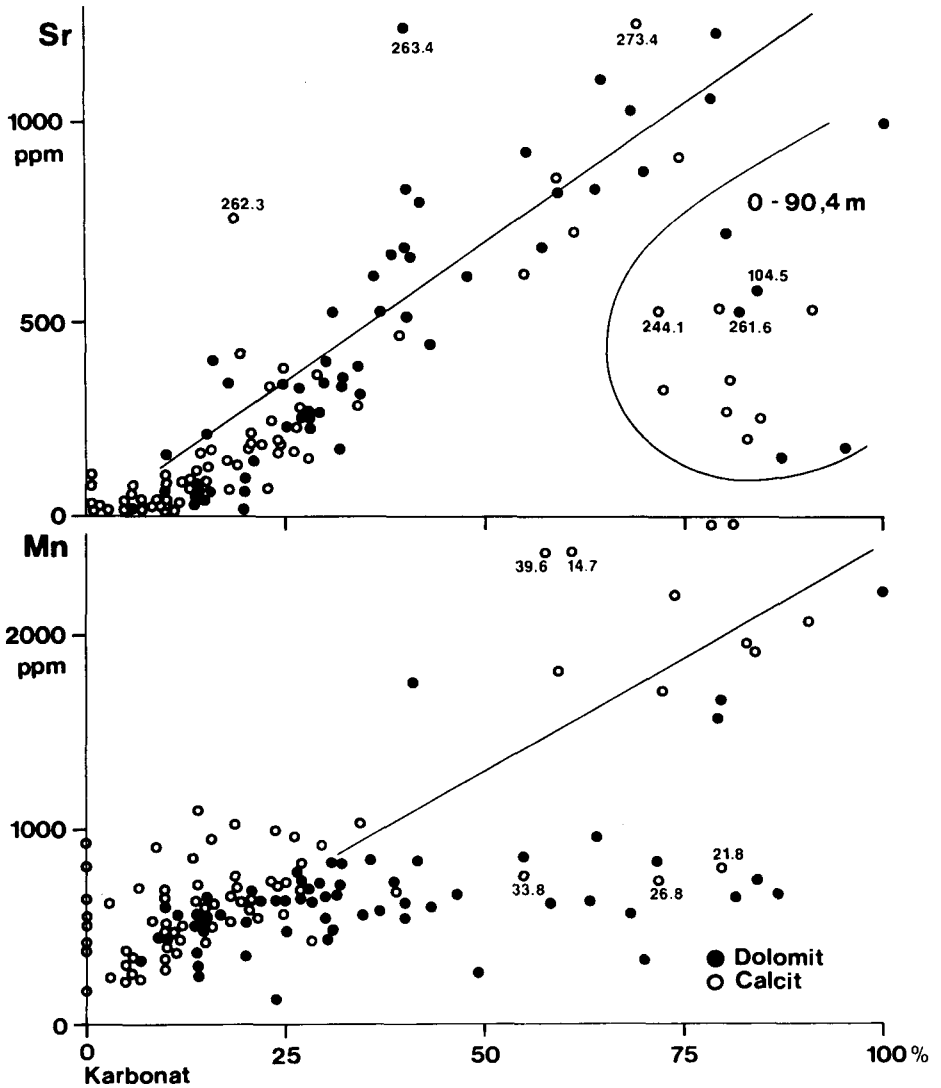


Abb. 4 Veränderungen der Gehalte von Strontium (oben) und Mangan (unten) gegenüber den Karbonatanteilen in den Ries-Sedimenten (offene Kreise: Calcit > Dolomit; geschlossene Kreise: Dolomit > Calcit; Zahlenwerte geben die Sedimenttiefen wieder).

Variations of strontium (above) and manganese (below) contents versus carbonate concentrations in the Ries sediments (open circles: calcite > dolomite; closed circles: dolomite > calcite; numbers indicate sediment depths).

oberhalb 325 m Sedimenttiefe gegen die gasometrisch bestimmten Gesamtkarbonatgehalte aufgetragen.

Es zeigt sich, daß die Gehalte von Strontium im Bereich der bituminösen Blättermergel (262 m bis 91 m) sehr eng mit den Gesamtkarbonatgehalten korreliert sind, unabhängig davon, ob es sich bei diesen Karbonatanteilen um überwiegend calcitische oder dolomitische Komponenten handelt. Dies ist ein Hinweis darauf, daß bei der fröhdiagenetischen Umwandlung von Calcit bzw. Mg-Calcit in Dolomit keine größeren Veränderungen der Kristallstrukturen erfolgten, insbesondere, daß von diesem Vorgang der Strontiumgehalt unbeeinflusst bleibt. Nicht in dieses Bild passen einerseits die Strontiumwerte der Ries-Sedimente vor der engeren lakustrischen Phase und die Sr-Gehalte der nach den parallelgeschichteten Tonmergel folgenden Seesedimente. Die im Vergleich zu der linearen Abhängigkeit Sr/Gesamtkarbonat teils deutlich erhöhten, teils verringerten Strontiumgehalte in den Karbonaten der Sedimentabfolge zwischen 325 m bis 262 m läßt sich u. a. durch den Einfluß detritischer Karbonatsedimente, z. B. aus der Bunten Breccie erklären, die vermutlich eine abweichende Strontiumzusammensetzung hatten. Die relativ geringen Sr-Anteile der Karbonatablagerungen oberhalb 91 m Sedimenttiefe sind wohl dadurch bedingt, daß hier bei Fehlen der organischen Schutzsubstanzen eine weitergehende, spätdiagenetische Umbildung der (z. T. metastabilen) Karbonatminerale stattfand, bei der Strontium weggeführt wurde.

Von den Strontiumanteilen abweichendes Verhalten zeigen die Gehalte von Mangan in den karbonatischen Sedimenten des Ries-Sees. Generell ist zwar auch hier — zumindest im Bereich der bituminösen Blättermergel — eine gewisse Korrelation der Manganwerte mit den Gesamtkarbonaten festzustellen. Andererseits weichen aber vor allem bei den überwiegend dolomitischen Karbonaten eine große Zahl von Manganwerten deutlich von der linearen Abhängigkeit Mn/Gesamtkarbonat ab, und zwar nach verringerten Mn-Gehalten hin, so daß der Schluß nahe liegt, daß bei der fröhdiagenetischen Umwandlung von Calcit oder Mg-Calcit in Dolomit ein Teil des Mangans aus dem Kristallgitter auswandert bzw. remobilisiert wird. Im Gegensatz zu Strontium reagiert Mangan sehr empfindlich auf die Redoxschwankungen im Ablagerungsraum, so daß die Gehalte von Mangan in den karbonatischen Sedimenten weniger von kristall-chemischen Faktoren als vielmehr von den Redox-Verhältnissen bestimmt werden. Betrachtet man weiter die Mangananteile in den Sedimenten der späteren Süßwasserphase (oberhalb 51 m Sedimenttiefe), so zeigen hier auch die überwiegend calcitischen Ablagerungen eine deutliche Abweichung von der Mn/Gesamtkarbonat-Linie, sowohl nach erhöhten wie nach verringerten Mangananteilen hin. Diese Differenzen können sowohl unmittelbar mit dem Bildungsmilieu zusammenhängen, es ist aber auch vorstellbar, daß — zumindest bei den verringerten Mangangehalten — spätdiagenetische Prozesse zur Veränderung der Manganwerte geführt haben.

Dank: Herrn Professor Dr. GERMAN MÜLLER danke ich für die Auswahl und Bereitstellung des Probenmaterials. Für die chemischen Untersuchungen an den Ries-Sedimenten standen mir Mittel aus einer Sachbeihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft im Schwerpunktprogramm „Geochemie umweltrelevanter Spurenstoffe“ zur Verfügung. Mein besonderer Dank gilt Frau I. KRÜLL für die gewissenhafte Durchführung der Metallanalysen.

5. Literatur

- DROSTE, J. B.: Clay minerals in Playas of the Mojave desert (California). — *Science*, **130**, p. 100, Washington 1959.
- EUGSTER, H. P.: Chemistry and origin of the brines of Lake Magadi, Kenya. — *Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper*, **3**, p. 213—235, Washington 1970.
- FÖRSTNER, U.: Geochemisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an den Endseen und an deren Zuflüssen in Afghanistan. — *Habilschrift*, 122 S., Heidelberg 1971.
- FÖRSTNER, U. und MÜLLER, G.: Schwermetalle in Flüssen und Seen. — 225 S., Berlin-Heidelberg-New York (Springer) 1974.
- GRIM, R. E., KULBICKI, G. and CAROZZI, A. V.: Clay mineralogy of the Great Salt Lake, Utah. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **71**, p. 515—520, Boulder (Colo.) 1960.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973, Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31. München 1974.
- HAY, R. L.: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, **85**, 130 pp. Boulder (Colo.) 1966.
- MILLOT, G.: *Geology of clays*. — 429 pp., New York-Heidelberg-Berlin (Springer) 1970.
- MÜLLER, G., IRION, G. and FÖRSTNER, U.: Recent formations and diagenesis of inorganic Ca-Mg-carbonates in the lacustrine environment. — *Naturwiss.*, **59**, p. 158—164, Berlin 1972.
- STOFFERS, P.: Sedimentpetrographische, geochemische und paläoklimatische Untersuchungen an ostafrikanischen Seen. — *Habilschrift*, 117 S., Heidelberg 1975.
- TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H.: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **72**, p. 175—192, Boulder (Colo.) 1961.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 28. 7. 1976

Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (nach dem Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973)

VON ULRICH FÖRSTNER UND PETER ROTHE

Mit 1 Beilage

Kurzfassung

Die karbonatischen Anteile in den Post-Impakt-Sedimenten spiegeln vier Abschnitte in der hydrochemischen Entwicklung des Ries-Sees wider: (1) Vorherrschend detritische Ablagerungen treten unterhalb 262 m in dem Sedimentprofil der Bohrung Nördlingen 1973 auf; die Karbonatgehalte liegen unter 10 %; die Fe-Dolomitanteile stellen vermutlich autochthone Bildungen dar. (2) Die Blättermergel-Serie zwischen 91 m und 262 m Sedimenttiefe enthält sowohl primäre Karbonatabscheidungen von Calcit, Mg-Calcit, Aragonit und Siderit als auch frühdiagenetische Bildungen von Dolomit; die Erhaltung von metastabilen Karbonatphasen läßt sich durch die hohen Anteile von wasserabweisenden bituminösen Substanzen erklären. (3) Die Dolomitsedimente in 52 m bis 91 m Tiefe sind wahrscheinlich in Flachwassergebieten entstanden; die Gehalte an organischem Kohlenstoff sind gering; Mg-Calcit und Aragonit wurden nicht gefunden. (4) Süßwasserkalke mit Normal-Calcit dominieren in dem Kernabschnitt oberhalb 52 m Sedimenttiefe; dolomitreiche Einschaltungen weisen auf mehrere Perioden verstärkter Eindunstung als Folge einer Abschürfung des Seebeckens hin.

Summary

The carbonate components of the post-impact-sediments are reflecting four periods in the hydrochemical evolution of the Ries Lake: (1) Predominant detrital deposition occurs below 262 m in the sedimentary sequence of the core profile from Nördlingen 1973; carbonate contents are less than 10 %; Fe-dolomites are presumably representing autochthonous formations. (2) The laminite series from 91 m—262 m depth contains primary carbonate formations of calcite, high-magnesian calcite, aragonite, and siderite as well as early diagenetic formations of dolomite; preservation of metastable carbonate phases can be explained by the high concentrations of hydrophobic bituminous substances. (3) Dolomitic sediments in 52 m—91 m depth probably are formed in shallow water areas; the contents of organic carbon are low; high-magnesian calcite and aragonite were not found. (4) Freshwater calcite (low-Mg) is dominant in the core section above 52 m sediment depth; dolomite-rich interlayers refer to several periods of enhanced evaporation due to a close-up of the lake basin.

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. ULRICH FÖRSTNER, Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, im Neuenheimer Feld 236, 6900 Heidelberg; Prof. Dr. PETER ROTHE, Geographisches Institut, Abt. Geologie, der Universität Mannheim, Schloß, 6800 Mannheim und Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg, Im Neuenheimer Feld 236, 6900 Heidelberg.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	50
2. Die Karbonatanteile in den See-Sedimenten	51
3. Korngrößenverteilung und Karbonatanteile	53
4. Diskussion der Ergebnisse	54
5. Literatur	57

1. Einführung

Mineralogische und geochemische Untersuchungen an lakustren Sedimenten aus verschiedenen Klimazonen der Erde haben gezeigt, daß sowohl die hydrochemischen Verhältnisse während der Bildung der Seeablagerungen als auch die nachfolgenden diagenetischen Prozesse besonders nachhaltig in den karbonatischen Komponenten widergespiegelt werden.

In abflußlosen Seebecken — als solches hat der Ries-Krater über lange Zeiten bestanden — sind in Bezug auf eine Karbonatabscheidung prinzipiell drei Entwicklungslinien zu unterscheiden: (1) Unter extrem ariden Verhältnissen dominiert klastische Sedimentation; Karbonatneubildungen sind selten oder fehlen (z. B. Trockenseen in Australien; FÖRSTNER 1977). (2) In humiden Klimazonen führt die intensive chemische Verwitterung zu einer verstärkten Silikathydrolyse; im Normalfall entwickelt sich in den Seewässern eine Vormacht von Natrium- und Karbonationen (Beispiele von ostafrikanischen Sodaseen; KILHAM 1971). (3) Eine Zwischenstellung nehmen die Seen des semi-ariden Klimabereichs ein, in denen sich häufig eine Tendenz zu erhöhten Natriumchloridgehalten in den Restlösungen abzeichnet, begleitet von der Abscheidung und Umbildung von Ca-Mg-Karbonaten (Seen in Südosteuropa und Westasien; SCHROLL u. WIEDEN 1960; MÜLLER 1971; IRION 1973; FÖRSTNER 1973). Es besteht eine Abfolge von Primärfällungen (Calcit, Mg-Calcit, Aragonit und wasserhaltigen Mg-Karbonaten) und den frühdiagenetischen Umbildungen dieser Abscheidungen in die Sekundärminerale Dolomit, Huntit und Magnesit — im wesentlichen eine Funktion der Mg/Ca-Verhältnisse im See- oder Porenwasser (MÜLLER et al. 1972).

Spätdiagenetische Umbildungen innerhalb der Sedimentabfolge unter dem Einfluß eines veränderten Porenwasserchemismus sind vor allem bei den metastabilen Karbonatphasen Mg-Calcit und Aragonit zu erwarten. Dennoch hat sich aus einer Reihe von Beispielen aus fossilen Seeablagerungen gezeigt, daß auch diese Minerale über lange Zeiten erhalten bleiben können, sofern bestimmte Voraussetzungen, z. B. ein hoher Anteil von hydrophoben organischen Substanzen, gegeben sind (HALL and KENNEDY 1966).

Die vorliegende Bearbeitung der Post-Impakt-Sedimente im Rieskrater gibt zunächst einen Überblick über die Verteilung und mineralogisch-geochemische Zusammensetzung der karbonatischen Anteile innerhalb des Profils der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Aus den vorhandenen Daten sind Rückschlüsse auf die hydrochemischen Entwicklungen im Ries-See sowie auf diagenetische Veränderungen seiner Ablagerungen möglich.

2. Die Karbonatanteile in den See-Sedimenten

Die Karbonate wurden an 300 Proben in den jüngsten Rückfall-Ablagerungen, deren Aufarbeitungsprodukten im Impakt-Krater und vor allem in den See-Sedimenten untersucht. Die Proben wurden im Abstand von jeweils etwa 1 m entnommen, pulverisiert und darin zunächst die Gesamt-Karbonatgehalte gasometrisch nach der Methode von MÜLLER u. GASTNER (1971) gemessen. Die Bestimmung der Calcit- und Dolomitanteile sowie der Einbauraten von Magnesium in das Calcitgitter (Mg-Calcit) erfolgte nach den röntgenographischen Standardverfahren (MÜLLER 1964). Innerhalb der Profilabfolge ist mit zunehmender Teufe folgende Entwicklung der karbonatischen Anteile zu beobachten (Beilage 1, linker Teil).

Die Gesamtkarbonatgehalte (1. Spalte) weisen im oberen Profilabschnitt (0—90 m) starke Schwankungen auf, die nach unten zunächst geringer werden und im Bereich der parallelgeschichteten Tonmergel (bituminöse Blättermergel, ca. 90—240 m) eine gewisse Konstanz erreichen. Im Grenzbereich zwischen der aufgearbeiteten Rückfallbreccie und den eigentlichen See-Ablagerungen bei ca. 260 m werden relativ hohe Karbonatgehalte (bis zu 70 %) gemessen, im darunter liegenden Bereich gehen die Karbonatgehalte auf 5—15 % zurück.

Bei Aussagen über den Karbonatgehalt muß jedoch berücksichtigt werden, daß die Messungen an Proben durchgeführt wurden, die jeweils etwa 2 cm Mächtigkeit repräsentieren. Innerhalb der Serie der feinlaminierten Blättermergel werden bei einer solchen Probe mehrere, z. T. nur mm-dicke, Sedimentationseinheiten angetroffen, die zu annähernd 100 % aus Karbonat bestehen können, und die durch tonige und/oder bituminöse Lagen getrennt sind. In anderen Abschnitten des Kerns ist dagegen eine größere Homogenität über längere Sedimentationszeiten festzustellen. So sind z. B. im Liegenden der Blättermergel die Karbonate zusammen mit anderen Komponenten (Quarz etc.) gleichzeitig — als Detritus — in den Ablagerungsraum gelangt.

Calcit (2. Spalte) ist besonders häufig im oberen Profilabschnitt bis ca. 45 m Sedimenttiefe vertreten, außerdem mit erhöhten Gehalten im oberen Teil der Blättermergel und in einer Probe an der Grenze der aufgearbeiteten Breccie gegen die Blättermergel. Diese Grenze ist nicht scharf ausgeprägt, sondern stellt eher einen Übergangsbereich zwischen ca. 275 m (erste Bitumenspuren; vgl. GUDDEN, 1974) und ca. 256 m dar; darüber setzt die kontinuierliche Folge bituminöser Blättermergel ein.

Dolomitanteile (3. Spalte) finden sich in drei Einzellagen des oberen Profilabschnittes von 0—50 m, dann vor allem in dem Bereich zwischen 50 und 90 m Sedimenttiefe. Die Blättermergelschichten sind durch relativ dolomitreiche Lagen in ihrem oberen Teil gekennzeichnet. Im tieferen Teil erreicht der Dolomit erst mit Annäherung an die aufgearbeitete Breccie wieder höhere Werte.

Unterhalb 262 m Sedimenttiefe gehen auch die Dolomitgehalte deutlich zurück. Rechnet man die Karbonatgehalte auf 100 % um, so wird das Bild übersichtlicher (4. Spalte): Oben im Profil (bis ca. 50 m) überwiegt Calcit mit einzelnen Dolomitlagen. Dann folgt ein Abschnitt, der hauptsächlich aus dolomitischen Mergeln besteht. Darunter folgt ein rascher Wechsel zwischen calcitischen und dolomitischen Tonmergeln. Ab 140 m Sedimenttiefe tritt zunächst viel Dolomit auf. Dann steigen die Calcitanteile bis zu einem Maximum in 180 m Tiefe.

A r a g o n i t ist nur im tieferen Teil der Blättermergel (210—240 m) in nennenswerten Mengen vorhanden.

Ein wesentlicher Bestandteil der Karbonate im Ries-See sind M g - C a l - c i t e. Die Menge des Magnesiums wurde röntgenographisch nach der Lage des (211)-Reflexes von Calcit bestimmt und als Mol % $MgCO_3$ in Beil. 1 (linker Teil, Spalte 5) aufgetragen. Es zeigen sich beträchtliche Unterschiede im Magnesium-Einbau; die höchsten Werte erreichen über 20 Mol % $MgCO_3$.

Magnesiumcalcite wurden fast ausschließlich im Bereich der bituminösen Blättermergel angetroffen; dort betragen die $MgCO_3$ -Gehalte der meisten Proben mehr als 4 %, der Durchschnitt liegt bei etwa 10 % $MgCO_3$.

Das Vorkommen von S i d e r i t im Mittelteil des Profilabschnitts 3 (parallelschichtete Tonmergel zwischen 170 und 196 m Teufe) weist auf zeitweise reduzierende Verhältnisse im Ries-See hin.

Wegen der Bedeutung für die Erhaltung metastabiler Karbonate wurden auch die in den Sedimenten gemessenen G e h a l t e a n o r g a n i s c h e m K o h - l e n s t o f f in die Beil. 1 (linker Teil) aufgenommen (letzte Rubrik):

Die C-Bestimmung erfolgte nach einer modifizierten Methode von GRAUSE (1952), bei der die durch Verbrennung der org. Substanz entstandene CO_2 -Menge durch Bariumhydroxidlösung gebunden wird; die Endpunktbestimmung wurde potentiometrisch vorgenommen.

Die Gehalte erreichten innerhalb der Profilabschnitte von 0—50 m und von 90—260 m Werte von mehr als 10 %, in den Abschnitten von 50—90 m und unterhalb von 260 m Sedimenttiefe sind sie wesentlich geringer: Im oberen Teil betragen die Anteile von organischem Kohlenstoff im Durchschnitt noch 2 %, unterhalb der Blättermergelschichten — im Bereich der aufgearbeiteten Impakt-Ablagerungen — ist organischer Kohlenstoff praktisch nicht mehr nachweisbar.

Aufgrund der vorliegenden Untersuchungen an den Karbonatanteilen, zusammen mit den Meßdaten der organischen Kohlenstoffgehalte, läßt sich die Post-Impakt-Sedimentabfolge des Kerns Nördlingen 1 in die folgenden Profilabschnitte untergliedern:

(1) Ungeschichtete Karbonatmergel und Tonmergel, überwiegend calcitisch mit wenigen Dolomitlagen, treten bis ca. 52 m Sedimenttiefe auf. Die Calcitminerale enthalten < 4 % Mg (Normal-Calcit). Starke Anreicherungen von Calcit (Seekreide) wurden in 36 m und 39 m Sedimenttiefe beobachtet; kohlige Einheiten finden sich in 18,5 m, 25 m, 34 m und 35 m Tiefe.

(2) Der Profilabschnitt von 52 m bis 90 m Sedimenttiefe ist durch erhöhte Dolomitanteile und geringe Gehalte an organischem Kohlenstoff charakterisiert.

(3) Anders als in den vorgenannten Abschnitten treten in den parallelgeschichteten Tonmergeln zwischen 90 m und 262 m Sedimenttiefe Calcitminerale auf, die im allgemeinen mehr als 4 Mol% Magnesium eingebaut haben (Mg-Calcit). Aragonit und Siderit werden in der unteren Hälfte dieser Abfolge gefunden. Die Gehalte an organischem Kohlenstoff reichen in einigen Teilabschnitten bis über 10 %.

(4) Die Abfolge unterhalb 262 m Sedimenttiefe enthält sehr geringe Anteile an Karbonaten und organischem Kohlenstoff.

3. Korngrößenverteilung und Karbonatanteile

Zur Charakterisierung der Karbonatsedimente in den einzelnen Profileinheiten des Bohrkerns Nördlingen 1973 sind in der Beil. 1 (rechter Teil) an ausgewählten Einzelproben die Korngrößenverteilungskurven und die Karbonatanteile innerhalb der Kornfraktionen wiedergegeben. Die in dem vorangegangenen Abschnitt vorgenommene Gliederung wird durch die folgenden Beispiele belegt:

(1) Kalkmergel und Tonmergel in 0—52 m Sedimenttiefe

Die Probe eines ungeschichteten Kalkmergels aus 26,8 m Tiefe enthält hohe Anteile an Calcitneubildungen in der Kornfraktion $2\ \mu$ — $20\ \mu$, durch die der Verlauf der Kornsummenkurve entscheidend bestimmt wird (Median: ca. $6\ \mu$). Der zweite Gesteinstyp dieser Abfolge, ein calcitischer Tonmergel, wird durch eine Probe aus 50 m Tiefe repräsentiert; es fällt hier vor allem die Feinkörnigkeit des Materials auf (Median: $0,3\ \mu$).

(2) Dolomitische Mergel in 52—91 m Sedimenttiefe

Das Beispiel einer Sedimentprobe aus 72,3 m Tiefe zeigt das Überwiegen von Dolomit gegenüber Mg-armen Calcit in diesem Profilabschnitt.

Besonders hohe Karbonatgehalte, wahrscheinlich infolge autochthoner Bildungen, finden sich in den Kornfraktionen zwischen $0,6\ \mu$ bis $6\ \mu$ und bestimmen damit die mittleren Korndurchmesser dieser Proben, die bei ca. $2\ \mu$ liegen.

(3) Parallelgeschichtete Tonmergel in 91 m—262 m Tiefe

Die granulometrischen Analysen zeigen eine generelle Zunahme der Korngrößenwerte von den oberen Profilabschnitten (108—114 m: ca. $0,6$ — $1\ \mu$) nach tiefer gelegenen Sedimenteinheiten hin (211—242 m: 2 — $20\ \mu$). Dieser Korngrößenverlauf ist u. a. auch durch die Neubildung von Karbonatmineralen beeinflusst. Charakteristisch ist das Auftreten von Mg-*Calcit* in diesem Profilabschnitt, wobei besonders hohe Anteile in den oberen Sedimentpartien (Probe 108,5 m) gefunden werden. Die Dolomitgehalte nehmen nach unten hin generell zu (Probe 211,1 m). In einigen Proben aus der unteren Mitte des vorliegenden Profilabschnitts wurde *Siderit* nachgewiesen (Beispiel 195,3 m).

Diese Abfolge wird zum Liegenden hin durch dolomitreiche Lagen abgegrenzt (Beispiel aus 260,1 m Tiefe), deren regelmäßige Korngrößenhistogramme *Maxima* bei ca. $10\ \mu$ aufweisen.

(4) Sandig-tonige Post-Impakt-Sedimente unterhalb 262 m Tiefe

Das Beispiel einer Probe aus 304,6 m Profiltiefe enthält keine Karbonatanteile. Die mittlere Korngröße liegt bei ca. $60\ \mu$ (*Silt/Sand-Grenze*). Eine entsprechende Korngrößenverteilung wurde in den früheren Ries-Bohrungen *Deiningen 1* und *Wörnitzostheim* im Bereich der sandigen Mergel (Beispiele dort aus 284,5 m bzw. 12,5 m Sedimenttiefe) gefunden; diese Sedimente wurden als Aufarbeitungsprodukte des *Suevit* gedeutet (FÖRSTNER 1967).

4. Diskussion der Ergebnisse

Die vier Abschnitte des Kernprofils der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 können als *Phasen* in der Entwicklung des obermiozänen Ries-Sees interpretiert werden.

In der durch den Impakt verursachten Hohlform sammelten sich zunächst detritische Sedimente; teils als Aufarbeitungsprodukte der Rückfallbreccie, teils aus dem überwiegend karbonatischen Mesozoikum-Rahmen des Kraters angeliefert. Dieser Abschnitt 4 der Sedimentabfolge läßt sich als *Phase I* in der Entwicklung des Ries-Sees auffassen. Die Isotopen-Daten zeigen an der Basis reine Süßwasser-Verhältnisse an, mit Annäherung an die Obergrenze des Abschnitts 4 ist eine weitgehend kontinuierliche Eindunstung ableitbar (ROTHE u. HOEFS, dieser Band). Die Karbonatsedimente bestehen aus Calcit und Dolomit in wechselnden, meist sehr geringen Anteilen (< 10 %). Für einen Teil dieser Karbonate, insbesondere für die Calcitkomponenten, wird eine detritische Herkunft angenommen. Außer dem mesozoischen Rahmen ließen sich als Liefergesteine synchron gebildete Karbonate der Ries-See-Randgebiete diskutieren. WOLFF u. FÜCHTBAUER (1976) haben aber darauf hingewiesen, daß Dolomite in diesen Bereichen erst während späterer Phasen in der Entwicklung des Sees gebildet wurden.

Nach JANKOWSKI (pers. Mitt.) ist der Dolomit im Abschnitt 4 der Sedimentabfolge in relativ fest verbackenen Lagen angeordnet und besteht im wesentlichen aus Eisendolomit, wie er in den Biohermen des Ries-Randes nicht vorkommt. Auch aus den Malm-Karbonaten des Ries-Rahmens sind Eisendolomite nicht bekannt; darüber hinaus wurden von JANKOWSKI für die Dolomitproben aus dem tiefsten Bereich der Bohrung so hohe Strontiumgehalte gemessen, wie sie für den Malm gänzlich unwahrscheinlich sind (WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976).

Eisendolomit bzw. Ankerit wurde bereits von FÖRSTNER (1967) aus dem Suetvit und aus dessen Aufarbeitungsprodukten in den Bohrprofilen von Deinungen 1 und Wörnitzostheim beschrieben und dort als autochthone Bildung gedeutet. Nach den Argumenten von JANKOWSKI scheint auch für einen Teil der im Abschnitt 4 der Sedimentabfolge gefundenen Dolomite eine Neubildung wahrscheinlich.

Im Profilabschnitt 3, der die *Phase II* in der Entwicklung des Ries-Sees repräsentiert, sind die Karbonatsedimente überwiegend, wenn nicht vollständig, autochthone Bildungen. Die oberhalb 260 m einsetzenden Karbonate sind Calcit, Magnesium-Calcit, Dolomit, Aragonit und Siderit.

Während für die Entstehung von Dolomit lange Zeit ein marines Milieu als notwendig erachtet wurde, haben die Arbeiten der letzten Jahre gezeigt, daß Dolomit auch in Seen eine häufige Karbonatbildung ist (zusammenfassend MÜLLER et al. 1972). Für seine Entstehung scheinen erhöhte Mg/Ca-Verhältnisse, eventuell auch hohe Na-Gehalte im Wasser notwendige Voraussetzung zu sein.

Die zusammen mit den Dolomiten in dieser Phase gebildeten Calcite sind Mg-Calcite mit Einbauraten bis 10—20 Mol % $MgCO_3$. Für ihre Fällung müssen zur Zeit der Phase 2 erhöhte Salinität und hohe Mg/Ca-Verhältnisse im See-wasser angenommen werden. Gleichzeitiges Auftreten von Gips, Analcim, sowie schwere $\delta^{18}O$ -Werte (ROTHE u. HOEFS, dieser Band) unterstützen die Annahme eines

eher salinaren Milieus. Unter diesen Bedingungen muß auch der Dolomit als autochthone, frühdiagenetische Bildung angesehen werden; einen Hinweis darauf geben Strontium-Analysen, die für Dolomite und Calcite aus dem Bereich der Blättermergel gleiche Konzentrationen gezeigt haben (FÖRSTNER, dieser Band). Die Strontium-Gehalte der Blättermergel sind so direkt mit deren Gesamtkarbonat-Gehalten korreliert, unabhängig davon, ob es sich um calcitreiche oder dolomitreiche Proben handelt.

Die Mg-Calcite sind auf die Sedimente des Abschnitts 2 beschränkt, d. h. im wesentlichen auf die Fazies der Blättermergel. Sie zeigen sehr unterschiedliche Einbauraten von MgCO_3 , die von normalen Calciten ($< 4 \text{ Mol } \% \text{ MgCO}_3$) bis zu Mg-Calciten mit $20 \text{ Mol } \% \text{ MgCO}_3$ reichen.

Für die unterschiedlichen Einbauraten können zweierlei Gründe angenommen werden:

1. zum Zeitpunkt der jeweiligen Karbonatfällung herrschten unterschiedliche Mg/Ca-Verhältnisse im Seewasser oder
2. die heute gemessene Einbaurate ist ein Abbild verschiedener Diagenese-Stadien zwischen Mg-Calcit einheitlicher Einbaurate und stabilem Calcit. In diesem Falle muß angenommen werden, daß der Mg-Calcit der Blättermergel ursprünglich Einbauraten von $> 20 \text{ Mol } \% \text{ MgCO}_3$ hatte.

Magnesium-Calcite mit hohen MgCO_3 -Einbauraten korrelieren mit hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff. Ihre gegenseitige Abhängigkeit ist kennzeichnend für die Phase 2 in der Entwicklung des Krater-Sees. Hinzu kommt, vor allem in einem frühen Stadium, die Bildung von Aragonit. Für einen kleineren Teil des Ries-See-Aragonits kann biogene Herkunft angenommen werden, z. B. Gastropoden-Schalen (GALL et al. 1974; DEHM et al., dieser Band). Die Hauptmenge, vor allem in diesem Profil-Abschnitt, ist offenbar durch direkte Fällung aus dem Seewasser entstanden. Dazu müssen während der Phase 2 besonders hohe Mg/Ca-Verhältnisse (um 50, MÜLLER et al. 1972) im Seewasser angenommen werden. Schwere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte überwiegen im gesamten Abschnitt 3 und deuten auf ein weitgehend evaporitisches Milieu während der Phase 2, in dem mit einer Fällung von Aragonit und Mg-Calcit gerechnet werden kann.

Das gemeinsame Vorkommen dieser metastabilen Karbonate zusammen mit größeren Mengen organischen Kohlenstoffs im Abschnitt 3 legt die Vermutung nahe, daß Aragonit und Mg-Calcit infolge Gegenwart organischer Substanzen in den Sedimenten „konserviert“ wurden.

Als Ursache für die Erhaltung von biogenem Aragonit in fossilen Sedimenten nehmen HALL u. KENNEDY (1966) organische Substanzen an der Oberfläche der Karbonat-Kristalle an, vor allem hydrophobe Aminosäuren und Peptide, durch die der Angriff diagenetisch wirksamer meteorischer Wässer behindert wird.

Fossile Vorkommen sehr alter Aragonite (Buckhorn-Asphalt-Formation, Karbon, Oklahoma: SWITZER u. BOUCOT 1955, STEHLI 1956; Wealden, NW-Deutschland: FÜCHTBAUER u. GOLDSCHMIDT 1964) sind zwar biogen, aber sie sind immer an die Gegenwart bestimmter Mengen von Bitumina gebunden, die exogen sind in Bezug auf diese Karbonate. Damit ergibt sich die Möglichkeit, daß auch anorga-

nisch gebildete metastabile Karbonate über längere geologische Zeiträume hinweg beständig sein können, sofern sie in einer Matrix hydrophober Substanzen eingelagert sind. Für die Karbonate des Ries-Sees spielen dabei die ölschiefer-artigen, bitumenhaltigen Blättermergel offenbar eine entscheidende Rolle, zumal für den Aragonit in diesem Bereich eine anorganische Fällung wahrscheinlich ist. Damit gelten für die Erhaltung von Aragonit und Magnesium-Calcit offenbar gleiche Bedingungen.

Fossiler Magnesium-Calcit hohen Alters wurde aus Unter-Miozänen Sedimenten des Mainzer Beckens beschrieben (ROTHE 1971; BEST u. SCHNEIDER 1974; HAFENRICHTER 1974; KOCH 1975; HAFENRICHTER u. ROTHE, KOCH u. ROTHE, in Vorb.) sowie aus Torton-Sedimenten durch KÜBLER (1958).

In allen diesen Fällen ist der Mg-Calcit an Sedimente zumindest hoher Tongehalte gebunden, die ebenfalls i. d. R. auch höhere Gehalte an organischer Substanz führen, bzw. die infolge ihrer Feinkörnigkeit den Zutritt von Oberflächenwässern weitgehend verhindern.

Die Erhaltung von Magnesium-Calciten ist auf den Profil-Abschnitt 3 beschränkt. Die in den Karbonaten vom Ries-See gemessenen stabilen Isotope des Sauerstoffs und des Kohlenstoffs erreichen in diesem Bereich ebenfalls ihre schwersten Werte, die mit einer starken Eindunstung des Wasserkörpers interpretiert werden. Es liegt daher nahe, auch die zusammen mit den Mg-Calciten auftretenden feinkörnigen Dolomite als frühdiagenetische Bildungen mit Mg-Calcit als Vorläuferphase aufzufassen.

Oberhalb 90 m, d. h. innerhalb der Abschnitte 2 und 1 des Bohrprofils, wurden keine Mg-Calcite mehr angetroffen. Nach den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten muß aber auch Abschnitt 2, entsprechend einer Phase III in der See-Entwicklung, noch als ein Zeitabschnitt mit evaporitischen Bildungen aufgefaßt werden. Entsprechend den geochemischen Befunden (FÖRSTNER, dieser Band) und nach dem Auftreten von Salzpflanzen (v. d. BRELIE, dieser Band) scheinen episodisch starke Eindunstungen, wie sie in flachen Salzseen beobachtet werden, nicht ausgeschlossen. Damit wäre prinzipiell auch die Fällung von Mg-Calcit und/oder Aragonit zu erwarten.

Das Fehlen dieser Karbonate könnte einmal auf die geringen Anteile an konservierend wirkenden organischen Substanzen in diesem Profilschnitt zurückzuführen sein. Es ist jedoch auch möglich, daß die Mg/Ca-Verhältnisse im Seewasser nicht zur Bildung von Aragonit ausreichten und daß die Mg-Calcitminerale frühdiagenetisch in Dolomit umgewandelt wurden. Schließlich kann ein Teil der Dolomitminerale auch aus den Bereichen der Randfazies (WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976) in das Becken gelangt sein.

Innerhalb des Abschnitts 1 verstärkt sich mit Annäherung an die Oberfläche der Einfluß von Süßwasser. Eine entsprechende Entwicklung spiegelt sich auch in den Isotopen-Daten, für die ein allgemeiner Trend zu leichteren Werten innerhalb dieser jüngsten Phase erkennbar ist. Trotz teilweise höherer Gehalte an organischem Kohlenstoff findet sich kein Mg-Calcit mehr. Die entsprechende Phase IV dürfte einen Wasserkörper repräsentieren, in dem über längere Zeiträume hinweg die Mg/Ca-Verhältnisse so gering gewesen sind, daß — wenn überhaupt — nur Calcit gebildet werden konnte.

Dazwischen treten einige Dolomitlagen auf, die wahrscheinlich Perioden starker Eindunstung im Ries-See widerspiegeln. Nach Rasterelektronenmikroskop-Aufnahmen (FÜCHTBAUER, pers. Mitt.) sind diese Dolomite z. T. als perfekte Rhomboederlagen ausgebildet (Größe der Rhomboeder: 10—15 μ); außerdem befindet sich bei 9,6 m eine mindestens 3 cm dicke Dolomit-Stromatolith-Lage, die sicher frühdiagenetisch ist (FÜCHTBAUER). Eine Umlagerung aus den dolomitischen Biohermen (WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976) kommt deshalb nicht in Betracht, weil dort die Dolomite kryptokristallin bis mikrokristallin sind und jedenfalls nicht idiomorph; außerdem ist der Strontiumgehalt dort wesentlich höher als in den Dolomitkomponenten der Phase IV der Ries-See-Entwicklung.

D a n k. Herrn Prof. Dr. G. MÜLLER danken wir für die Bereitstellung des Probenmaterials und für anregende Diskussionen. Wichtige Hinweise zur Frage der Dolomitbildung in den Phasen I und IV der See-Entwicklung gaben uns Herr Prof. Dr. H. FÜCHTBAUER und Herr Dipl.-Geol. B. JANKOWSKI (Universität Bochum), wofür wir uns an dieser Stelle sehr herzlich bedanken möchten.

5. Literatur

- BEST, G. u. SCHNEIDER, W.: Petrographische Untersuchungen an untermiozänen Karbonatgesteinen des östlichen Mainzer Beckens (Frankfurt a. M.). — N. Jb. Geol. Paläontol., Abh., 144, S. 272—295, Stuttgart 1974.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — Contr. Mineral. Petrol., 15, S. 282—308, Heidelberg 1967.
- Petrographische und geochemische Untersuchungen an afghanischen Endseen. — N. Jb. Miner., Abh., 118, S. 268—312, Stuttgart 1973.
 - Mineralogy and geochemistry of sediments in arid lakes of Australia. — Geol. Rundschau, 66 (1), S. 146—156, Stuttgart 1977.
- FÖRSTNER, U.: Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries-Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973). Geol. Bavarica, 75(ds. Bd.), München 1977.
- FÜCHTBAUER, H. u. GOLDSCHMIDT, H.: Aragonitische Lumachellen im bituminösen Wealden des Emslandes. — Beitr. Miner. Petrogr., 10, S. 184—197, Heidelberg 1964.
- GALL, H., JUNG, W. u. DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, 72, S. 53—57, München 1974.
- GRAUSE, G.: Die potentiometrische Bestimmung des Kohlenstoffs. — Chem. f. Labor u. Betrieb, 3, S. 185—188, Frankfurt a. M. 1952.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973, Durchführung und erste Befunde. — Geologica Bavarica, 72, S. 11—31, München 1974.
- HAFENRICHTER, M.: Mineralogisch-sedimentpetrographische Untersuchungen an Karbonatgesteinen aus Bohrungen des Aquitans bei Mainz (Tertiär, Mainzer Becken). — Dipl.-Arbeit, Lab. f. Sedimentforsch. Univ. Heidelberg, 47 S., 1974.
- HALL, A. and KENNEDY, W. J.: Aragonite in fossils. — Proc. Roy. Soc., B 168, p. 377—412, London 1967.
- IRION, G.: Die anatolischen Salzseen, ihr Chemismus und die Entstehung ihrer chemischen Sedimente. — Arch. Hydrobiol., 71, S. 517—557, Stuttgart 1973.
- KILHAM, P.: Geochemical evolution of closed basin water. — Geol. Soc. Amer. Abstr., 3, p. 770—772, Washington 1971.

- KOCH, R.: Untersuchungen über die Bildung und Erhaltung von Magnesium-Calcit und Aragonit in den basalen Hydrobienschichten (Tertiär, Mainzer Becken) anhand zweier ausgewählter Profile. — Dipl.-Arbeit, Lab. f. Sedimentforsch. Univ. Heidelberg, 43 S., 1975.
- KÜBLER, B.: Calcite magnésiennes d'eau douce dans le Tertiaire supérieur du Jura neuchâtelais (Canton de Neuchâtel) Suisse. — *Eclogae Geol. Helv.*, **51**, p. 676—685, Basel 1958.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung. Sediment-Petrologie, Teil I. — 305 S., Stuttgart (Nägele und Obermiller), 1964.
- Aragonite inorganic precipitation in a fresh water lake: Lake Balaton, Hungary. — *Nature Phys. Sci.*, **229**, p. 18, London 1971.
- MÜLLER, G. u. GASTNER, M.: The „Karbonatbombe“, a simple device for the determination of the carbonate content in sediments, soils, and other materials. — *N. Jb. Miner., Mh.*, **10**, p. 466—469, Stuttgart 1971.
- MÜLLER, G., IRION, G. u. FÖRSTNER, U.: Recent formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg-carbonates in the lacustrine environment. — *Naturwiss.*, **59**, p. 158—164, Berlin 1972.
- ROTHER, P.: High-magnesian calcite from the Corbicula- and Hydrobia-Beds (Lower Miocene) in the Mainz Basin. — *N. Jb. Miner., Mh.*, **10**, p. 460—466, Stuttgart 1971.
- SCHROLL, E. u. WIEDEN, P.: Eine rezente Bildung von Dolomit im Schlamm des Neusiedlersees — *Tschermaks miner. petrogr. Mitt.*, **7**, S. 286—289, Stuttgart 1971.
- STEHLI, F. G.: Shell mineralogy in paleozoic invertebrates. — *Science*, **123**, p. 1031—1032, Washington 1956.
- SWITZER, G. u. BOUCOT, A. J.: *The mineral composition of some microfossils.* — *J. Paleont.*, **29**, p. 525—533, 1955.
- WOLFF, M. u. FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — *Geol. Jb.*, **D 14**, 53 S., Hannover 1976.
- ZAPPE, H.: Die Erhaltungsmöglichkeit des Aragonit im Fossilisationsprozeß, untersucht mit Hilfe des Reagens von Feigl und Leitmeier. — *Anz. Akad. Wiss. Wien*, **73**, S. 110—111, Wien 1936.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8. 10. 1976.

Isotopen-geochemische Untersuchungen an Karbonaten der Ries-See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von PETER ROTHE und JOCHEN HOEFS

Mit 1 Abbildung und 1 Tabelle

Kurzfassung

An sechzig Karbonatproben der Sedimente des obermiozänen Riesees wurden die stabilen Isotope des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs bestimmt. Bei beiden Elementen wurden beträchtliche Unterschiede in der Schichtfolge gefunden: Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte reichen von $-11,5$ bis $+11,1$ und $\delta^{18}\text{O}$ von $-10,4$ bis $+6,5$ (PDB). Die leichtesten Werte wurden für die ältesten Sedimente gefunden; ihre Isotopenzusammensetzung entspricht der von Süßwasserkarbonaten. Innerhalb der Schichtfolge werden — infolge zunehmender Eindunstung des Beckens — diese Werte zunächst kontinuierlich schwerer. Zwischen 250 und 140 m werden δ -Werte erreicht, die einem salinaren Milieu entsprechen. Im höheren Teil ist die Tendenz wieder rückläufig, es zeigt sich aber noch ein mehrfacher Wechsel zwischen eher salinaren und annähernden Süßwasser-Verhältnissen. Die Isotopendaten stimmen gut mit den Ergebnissen der weiteren geochemischen und paläontologischen Untersuchungen überein.

Summary

The carbon and oxygen isotopic composition of sixty carbonate samples from the Miocene Ries crater lake has been determined. Both carbon and oxygen show large differences in isotopic composition, $\delta^{13}\text{C}$ values range from -11.5 to $+11.1$, and $\delta^{18}\text{O}$ values range from -10.4 to $+6.5$ (PDB). The oldest (deepest) specimens show light δ -values being typical of fresh water carbonates, then by closed-basin evaporation the fresh water shows increasingly heavier values, being typical of „marine“ or even „evaporitic“ samples. FÖRSTNER and ROTHE's model of different evaporation-stages (see this volume) is applied to the isotopic data.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	60
2. Ergebnisse	60
3. Diskussion	62
4. Literatur	65

Anschriften der Verfasser: Prof. Dr. PETER ROTHE, Institut für Sedimentforschung der Universität Heidelberg und Abteilung für Geologie, Geographisches Institut der Universität Mannheim, Postfach 2428, D-6800 Mannheim, Schloß. Prof. Dr. JOCHEN HOEFS, Geochemisches Institut der Universität, Goldschmidtstraße 1, D-3400 Göttingen.

1. Einführung

Der Nachweis der metastabilen Karbonat-Phasen Aragonit und Magnesium-Calcit in den Ries-Seesedimenten (FÖRSTNER u. ROTHE, ds. Bd.) legte den Gedanken nahe, daß auch die Isotopenzusammensetzung des Sauerstoffs und Kohlenstoffs in diesen Karbonaten Aussagen über die Bildungsbedingungen zulassen könnten. Ziel der Untersuchungen war es, zu zusätzlichen Aussagen über die Eindunstung des See-Beckens zu kommen. Ähnliche Untersuchungen an karbonatischen Sedimenten aus dem Tertiär des Mainzer Beckens (ROTHE et al. 1974) haben gezeigt, daß die Isotopenzusammensetzung Hinweise auf den Eindunstungsgrad eines relativ abgeschlossenen kontinentalen Beckens geben kann. Mit dem miozänen Ries-Kessel war zudem ein Modellfall eines völlig geschlossenen Beckens gegeben, der beim Mainzer Becken während des Tertiärs nur temporär verwirklicht war.

Die schweren Isotope des Wasserstoffs und Sauerstoffs können sich im oberflächennahen Wasser anreichern, falls die leichten Isotope in der Dampfphase weggeführt werden und nicht über dem betreffenden Wasserkörper selbst wieder abregnen. Hohe Lufttemperaturen und arides Klima, wie sie für das Ober-Miozän Mitteleuropas allgemein angenommen werden, begünstigen eine Anreicherung schwerer Isotope im Wasser. Bei starker Eindunstung können limnische Wässer δ -Werte erreichen, wie sie sonst nur im marinen oder sogar evaporitischen Bereich auftreten (LLOYD 1964, 1969, DEGENS et al. 1973, ROTHE et al. 1974).

Mit Ausnahme geringfügiger biogen gebildeter Hartteile im See (Ostrakoden, Mollusken etc., siehe auch GALL u. JUNG, ds. Bd.) muß nach den Untersuchungen von FÖRSTNER u. ROTHE (ds. Bd.) angenommen werden, daß der Hauptanteil der Ries-See-Karbonate (Aragonit, Magnesiumcalcit, Siderit) infolge Übersättigung anorganisch im See selbst gefällt worden ist; damit ist zu erwarten, daß in der Isotopenzusammensetzung der Karbonate die Salinitäts-Verhältnisse des Wassers „eingefroren“ sind. Anhand der Änderungen der δ -Werte kann damit unter Berücksichtigung bestimmter Faktoren die Entwicklung der Salinität im Riessee rekonstruiert werden, zumal nur unwesentliche Temperaturschwankungen angenommen werden.

2. Ergebnisse (siehe auch Abb. 1)

Die gemessenen δ -Werte liegen für Sauerstoff zwischen $-10,4$ und $+6,5$ und für Kohlenstoff zwischen $-11,5$ und $+11,1$ (PDB). In beiden Fällen lassen sich charakteristische Änderungen der δ -Werte mit der Tiefe im Kern beobachten. Sie werden nachfolgend von unten nach oben beschrieben, um die Entwicklung des Seewassers von älteren zu jüngeren Stadien zu verfolgen.

Im untersten Bereich werden δ -Werte gefunden, wie sie für Süßwasserkarbonate typisch sind. Im Bereich von 320—255 m ist ein für C und O kontinuierlicher Anstieg der δ -Werte zu beobachten. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zeigen einen kontinuierlichen Verlauf, während bei den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten gelegentliche Sprünge auftreten. Es kann angenommen werden, daß hier die Eindunstung eines zunächst reinen Süßwasser-Sees, mit $\delta^{18}\text{O}$ -Werten von -10 , abgebildet ist. Diese Eindunstung muß kontinuierlich erfolgt sein; in ihrem höchsten Stadium erreichen sowohl die $\delta^{13}\text{C}$ -

Werte als auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte „marine“ Zusammensetzung. Dieser Abschnitt entspricht im wesentlichen dem Abschnitt 4 (= Phase I) der Einteilung der See-Sedimente durch FÖRSTNER u. ROTHE (ds. Bd.).

Im Bereich zwischen 255 und 90 m überwiegen schwere δ -Werte, die beim Kohlenstoff bis + 10 und beim Sauerstoff bis + 7 reichen. Von sehr wenigen Aus-

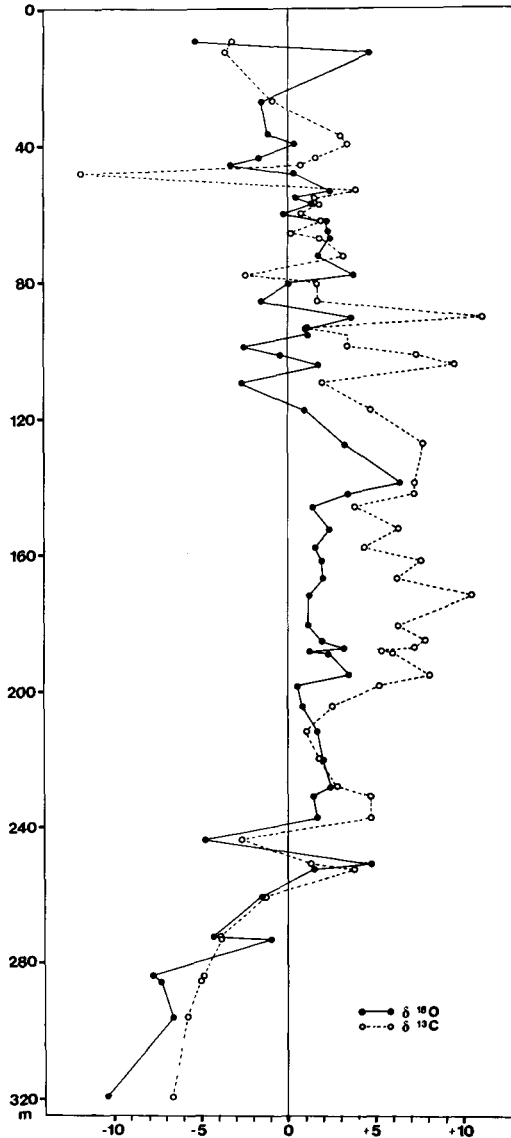


Abb. 1. Variationen der stabilen Isotope des Kohlenstoffs und des Sauerstoffs (bezogen auf PDB) in Karbonaten des Riesees in Abhängigkeit von der Teufe (Forschungsbohrung Nördlingen 1973).

Stable isotope variations of carbon and oxygen (relative to PDB) from carbonates of the Ries crater lake relative to depth (Borehole Nördlingen 1973).

nahmen abgesehen, ist damit dieser gesamte Bereich durch „marine“ δ -Werte beider Elemente gekennzeichnet. Er entspricht weitgehend dem Abschnitt 3 (= Phase II) der Einteilung durch FÖRSTNER u. ROTHE.

Von 90 m bis zum Bereich der stratigraphisch jüngsten Proben ist eine Tendenz zu leichteren Werten für C und O erkennbar. Mit einer Ausnahme werden die leichtesten Werte (um -5 für $\delta^{18}\text{O}$, um -3 für $\delta^{13}\text{C}$) jeweils in der oberflächennächsten Probe erreicht. Dabei vollzieht sich die Entwicklung zu den leichteren Werten nicht kontinuierlich, sondern in einem mehrfachen Wechsel von leichteren und schwereren Werten. Bis etwa 50 m Tiefe sind diese Werte wiederum noch überwiegend „marin“, während darüber wieder δ -Werte „süßeren“ Wassers erreicht werden. Diese Daten lassen sich mit den Abschnitten 2 und 1 (= Phasen III und IV) von FÖRSTNER u. ROTHE vergleichen.

3. Diskussion

Für die Frage der Isotopenfraktionierung durch Eindunstung spielt die Dimension des Wasser-Körpers eine erhebliche Rolle. Nach der Darstellung von GUDDEN (1974) ist nach dem Ries-Ereignis zunächst mit einem trockenen Krater-Becken zu rechnen, das Wasser nur durch Niederschläge und eventuell durch Grundwasser erhielt; das Becken war infolge des umgebenden Walles vom — ohnehin gestörten — Oberflächenwassernetz zunächst abgeschlossen. Damit ist anzunehmen, daß der sich allmählich ausbildende See mindestens in seinen Anfangsstadien ein eher flacher Wasserkörper war, in dem eine Isotopenfraktionierung durch Verdunstung besonders wirksam gewesen sein mußte. Hinzu kommt der Einfluß eines wahrscheinlich ariden Klimas im Miozän. Darüber hinaus muß vielleicht über längere Zeit nach dem Einschlag des Meteoriten noch mit einem relativ warmen Kraterboden gerechnet werden, so daß warmes Wasser im Frühstadium des Riesesees angenommen werden kann (GUDDEN 1974, POHL 1974).

Gleichmäßige Wärmeabgabe an das Wasser könnte den so außerordentlich gleichförmigen Verlauf der $\delta^{13}\text{C}$ -Kurve zwischen Basis und 255 m als Ausdruck einer kontinuierlichen Eindunstung bestimmt haben. Über den Zeitraum ist man weiterhin auf Vermutungen angewiesen. GUDDEN nimmt an, daß der gesamte Riessee in etwa 0,5—1 Million Jahren mit Sedimenten aufgefüllt worden sein könnte. GALL u. JUNG (ds. Bd.) nehmen dagegen etwa 2 Millionen Jahre für die Dauer des Riesesees an.

Berechnungen dazu sind auch deshalb schwierig, weil zu den autochthonen Bildungen, im wesentlichen Karbonaten und kohligen Lagen, noch detritische Komponenten, Quarz und Tonmineralien, kommen, über deren Transportmechanismus nur Vermutungen bestehen. Wir hatten während des Ries-Kolloquiums in München 1976 auch die Beteiligung äolisch transportierter Sedimente diskutiert, wofür besonders die Korngrößen-Verteilung der Nichtkarbonate (FÖRSTNER u. ROTHE, ds. Bd.) zu sprechen scheint.

Besonders wichtig für die Diskussion der Isotopendaten ist die Frage der Wasserbedeckung zum jeweiligen Zeitpunkt der Sedimentbildung. GUDDEN vermutet nach Insektenfunden bei 261,5 und zwischen 229—238 m Stadien, in denen

Sedimente zeitweise ohne Wasserbedeckung exponiert waren. Weitere Hinweise geben die von ihm erwähnten Salzbildungen, nach denen zeitweise ein eher evaporitisches Milieu im See geherrscht haben könnte.

Weitere paläontologische Befunde (GALL et al. 1974, GALL u. JUNG, VON DER BRELIE, ds. Bd.) sprechen ebenfalls dafür, daß die See-Sedimente überwiegend unter salinaren Bedingungen abgesetzt wurden. GALL u. JUNG sprechen sogar von temporärer, eventuell jahreszeitlich bedingter Austrocknung des Riesees, die mit paläontologisch belegbaren Süßwasser-Verhältnissen abwechselte. Neben Flora und Fauna weisen die bereits im Vorbericht (GALL et al. 1974) erwähnten Trockenrisse bei 233,1 und 136,8 m deutlich auf — wenigstens lokale — Verlandungs-Bedingungen hin.

Diese Anzeichen werden durch die karbonatmineralogischen und isotopen-geochemischen Daten nun stark gestützt. Die von GALL et al. (1974) berichteten Trockenrisse bei 136,8 m entsprechen unseren schwersten $\delta^{18}\text{O}$ -Werten.

Karbonatbildung entsprechend einem „evaporation-concentration“-Modell ist für den Magnesiumcalcit und wahrscheinlich auch für nichtbiogenen Aragonit anzunehmen. Die Kurve der metastabilen Karbonate hat eine auffallende Parallele in der Isotopenkurve, d. h. im Stadium 3 entsprechen z. B. hohe Einbauraten von MgCO_3 allgemein schweren δ -Werten, besonders ausgeprägt im Falle des Kohlenstoffs. Im gleichen Zusammenhang ist wahrscheinlich auch die Dolomitbildung im See — wohl mit Magnesiumcalcit als Vorläufer — zu sehen (WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976, FÖRSTNER u. ROTHE, JANKOWSKI ds. Bd.).

Dolomitbildung aus Magnesiumcalcit in einem „evaporation-concentration“ Modell impliziert eine Anreicherung schwerer Isotope in einem solchen Milieu durch bevorzugte Verdunstung der leichten. So wurde versucht, $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte gegen die Menge des gebildeten Dolomits (bezogen auf jeweils 100 % Karbonat) aufzutragen. Dabei ist eine gewisse Abhängigkeit dieser Parameter voneinander zu beobachten, die die oben erwähnte Deutung möglich erscheinen läßt.

Anhand der Sauerstoff-Kurve kann nach der anfänglich etwa kontinuierlichen Eindunstung ein Stadium angenommen werden, in dem nur noch geringfügige Änderungen der δ -Werte auf eine mehr gleichbleibende Evaporation hinweisen. Es ist möglich, daß der See in dieser Zeit ein größeres Wasservolumen hatte, so daß Schwankungen seines Wasser-Spiegels nur geringfügige Einflüsse auf die Isotopenfraktionierung hatten.

Diese Verhältnisse könnten sich im höheren Bereich von Stadium 3 und während des gesamten Stadiums 2 wieder zugunsten sehr geringer Wasserbedeckung der Sedimente verschoben haben. Einen gewissen Hinweis darauf geben die in diesem Bereich mehrfach hin- und herpendelnden δ -Werte. Auch diese sind zu „schwer“ für einen Süßwasser-See und zu ungleichmäßig für einen großen Wasserkörper.

Entgegen der Auffassung von FÜCHTBAUER (Vortrag beim Ries-Kolloquium in München 1976) entsprechen diese Daten eher der von FÖRSTNER u. ROTHE (ds. Bd.) geäußerten Annahme eines flachen Salzsees im höheren Teil von Abschnitt 3 und in Abschnitt 2. Dieses wurde vermutlich erst mit Einbruch der Wörnitz in den

Riessee beendet. Das dadurch bedingte Aussüßen läßt sich innerhalb des obersten Bereiches auch anhand der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte verfolgen, allerdings werden, mit Ausnahme der obersten untersuchten Probe, niemals die dem rein limnischen Bereich entsprechenden δ -Werte erreicht. Wahrscheinlich spielen hier die Lage der Bohrung zum Fluß und vor allem Isotopenfraktionierungsprozesse durch Verdunstung im Verlandungs-Stadium eine Rolle. Diese Vorgänge würden wiederum eine Anreicherung schwerer Isotope begünstigen, wie das am Sumpfgürtel der Florida Bay durch LLOYD (1964) aufgezeigt wurde.

D a n k : Die Proben wurden durch Herrn Prof. Dr. G. MÜLLER (Heidelberg) entnommen. Die Messungen erfolgten am Isotopenlaboratorium des Geochemischen Instituts der Universität Göttingen, das von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unterstützt wird.

Tabelle 1

Isotopische und mineralogische Zusammensetzung von Karbonaten der
Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Isotopic and mineralogical composition of carbonates from the borehole
Nördlingen 1973 (Ries crater lake)

Proben Nr.	Teufe m	Gesamt Karbonat %	Dolomit %	Calcit %	$\delta^{13}\text{C}$	$\delta^{18}\text{O}$	Bemerkungen
2	9.34	84	0	84	-3.2	-5.3	
6	12.75	83	0	83	-3.6	4.7	
13	24.47	50	50	0	-2.5	4.3	
15	26.81	72	0	72	-0.9	-1.5	
25	36.67	74	3	71	3.0	-1.1	
29	39.57	58	0	58	3.4	0.4	
30	43.40	87	82	5	1.6	-1.7	
33	45.50	19	0	19	0.7	-3.4	
36	47.97	79	0	79	-11.5	0.4	
41	53.02	80	80	0	3.7	2.4	
43	55.00	40	18	22	1.5	0.3	
45	57.06	55	38	17	1.7	1.5	
48	59.92	25	15	10	0.7	-0.3	
50	61.98	38	25	13	1.9	2.2	
53	65.44	27	18	9	0.1	2.3	
55	66.75	46	33	13	1.9	2.4	
56	72.26	55	38	17	3.2	1.7	
58	77.76	68	68	0	-2.4	3.8	
60	79.79	42	24	18	1.6	0.1	
62	85.75	26	0	26	1.7	-1.7	
65	90.40	100	100	0	11.1	3.7	
68	93.56	32	23	9	1.0	0.9	
70	95.37	30	16	14	3.5	1.1	
74	99.11	32	0	32	3.4	-2.7	
76	101.65	59	46	13	7.3	-0.4	
77	104.46	84	84	0	9.5	1.8	
82	109.42	41	0	41	1.9	-2.8	
90	117.65	29	0	29	4.7	1.0	
101	127.48	64	64	0	7.7	3.2	

113	138.78	49	49	0	7.2	6.4
117	142.18	48	42	6	7.2	3.5
121	146.12	24	13	11	3.8	1.3
					Mg-Calcit (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)	
127	152.31	22	4	18	6.3	2.4 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
133	158.19	25	15	10	4.3	1.5 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
136	161.75	37	27	10	7.6	1.9 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
142	167.16	38	31	7	6.2	2.0 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
146	171.64	32	8	24	10.5	1.1 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
156	181.22	29	20	9	6.2	1.1 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
160	185.50	37	29	8	7.8	1.9 (10—17 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃)
162	187.65	58	42	16	7.2	3.2 Mg-Calcit bzw. Ca-Dol.
163	188.53	40	19	21	5.3	1.1 Mg-Calcit bzw. Ca-Dol.
164	189.00	37	19	18	5.9	2.3 Mg-Calcit bzw. Ca-Dol.
170	195.32	27	20	7	8.1	3.5 Mg-Calcit
					(6—20 Mol ⁰ / ₀ MgCO ₃) bzw. Ca-Dolomit	
174	198.60	28	20	8	5.1	0.5
180	204.53	33	10	23	2.5	0.8
187	211.87	23	18	5	1.0	1.7
196	220.51	30	23	4	1.8	2.0
205	228.08	50	45	5	2.8	2.5
208	231.25	45	37	5	4.7	1.4
214	237.58	40	27	3	4.7	1.7
222	244.14	72	0	72	-2.7	-4.9
228	250.82	63	60	0	1.3	4.8
230	252.45	30	10	0	3.9	1.5
239	260.60	90	70	20	-1.3	-1.5
251	272.56	70	22	48	-3.5	-4.3
252	273.37	69	5	64	-3.8	-0.9
262	283.82	34	15	19	-4.9	-7.8
264	285.39	42	0	42	-5.0	-7.4
274	295.75	30	5	25	-5.8	-6.8
298	319.42	22	10	12	-6.7	-10.4

4. Literatur

- BRELIE, G. VON DER: Die Pollenflora der See-Sedimente im Ries. — *Geologica Bavarica* (ds. Bd.).
- DEGENS, E. T., von HERZEN, R. P., WONG, H. K., DEUSER, W. G. and JANNASCH, H. W.: Lake Kivu: Structure, Chemistry, and Biology of an East African Rift Lake. — *Geol. Rdsch.*, **62**, S. 245, Stuttgart 1973.
- FÖRSTNER, U.: Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Riessees (Forschungsbohrung Nördlingen). — *Geologica Bavarica* **75** (ds. Bd.), München 1977.
- FÖRSTNER, U. und ROTHE, P.: Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (nach dem Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973). — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- GALL, H. und JUNG, W.: Die Bedeutung der Fossilreste aus den obermiozänen Riesseeablagerungen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- GALL, H., JUNG, W. und DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riesseeablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 53—57, München 1974.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.

- JANKOWSKI, B.: Die Postimpakt-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75 (ds. Bd.), München 1977.
- LLOYD, R. M.: Variations of the oxygen and carbon isotope ratios of Florida Bay mollusks and their environmental significance. — *J. Geol.*, 72, S. 84—111, Chicago (Ill.) 1964.
- A paleoecological interpretation of the Caloosahatchee formation, using stable isotope methods. — *J. Geol.*, 77, S. 1—25, Chicago (Ill.) 1969.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 65—74, München 1974.
- ROTHER, P., HOEFS, J. und SONNE, V.: The isotopic composition of Tertiary carbonates from the Mainz Basin: an example of isotopic fractionations in „closed basins“. — *Sedimentology*, 21, S. 373—395, Oxford 1974.
- WOLFF, M. und FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — *Geol. Jb.*, D 14, 3—53, Hannover 1976.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 21. 8. 1976.

Die Tonminerale der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von MATTHIAS SALGER

Mit 1 Beilage

Kurzfassung

Die Bohrung wird durch folgende Tonmineralvergesellschaftungen charakterisiert:

- | | | |
|-------------------------|-------------|---|
| 1. Seetone | 0,6— 256 m: | Wechselschichtmontmorillonite, Illit, Kaolinit |
| 2. Sandige Serie | 256— 324 m: | 660° C-Montmorillonit, Illit, Kaolinit, Chlorit |
| 3. Suevit | 324— 506 m: | 660° C-Montmorillonit |
| 4. Tone im Grundgebirge | 324—1200 m | |
| a) Rote Tone: | | Illit, Chlorit, unter 1100 m auch Corrensit |
| b) Graue Tone: | | 550° C-Montmorillonit, Illit, Chlorit |

Chlorit stammt von den Metamorphiten des Grundgebirges, 660° C-Montmorillonit vom Glas des Suevits, Kaolinit und Wechselschichtmontmorillonit aus der Bunten Breccie und aus dem Deckgebirge, Corrensit und 550° C-Montmorillonit aus der Zersetzung des Grundgebirges. Zwei Illitschichten im Bereich der Seetone, begleitet von Analcim in der Tonfraktion, sind durch Kaliumaufnahme aus Montmorilloniten entstanden. Geringmächtige Einschaltungen von blockierten Wechselschichtmontmorilloniten werden als Zeugen kurzzeitigen Trockenfallens des Riesees gedeutet. Die Seefüllung besteht im wesentlichen aus eingeschwemmten Auswurfmassen, im obersten Teil auch aus umgelagerten Juratonen.

Summary

The bore-hole is characterized by the following associations of clay minerals:

- | | | |
|-------------------------------|-------------|---|
| 1. Lacustrine clays: | 0,3— 256 m: | Mixed layer montmorillonites, illite, kaolinite |
| 2. Psammitic series: | 256— 324 m: | 660° C-montmorillonite, illite, kaolinite, chlorite |
| 3. Suevite: | 324— 506 m: | 660° C-montmorillonite |
| 4. Clays in crystalline rocks | 324—1200 m | |
| a) red clays: | | illite, chlorite; down 1100 m also corrensite |
| b) grey clays: | | 550° C-montmorillonite, illite, chlorite |

Chlorite originate from crystalline rocks, 660° C-montmorillonite from glass of the suevite, kaolinite and mixed layer montmorillonite from Bunte Breccie and Jura, corrensite and 550° C-montmorillonite from the disintegration of crystalline rocks. Two illite layers in the region of lacustrine clays, associated with analcite in the clay fraction, are developed from montmorillonite by potassium reception. Tin layers of aluminium blocked mixed layer montmorillonites are interpreted as witnesses of short dry periods of the lake bottom. The lake filling consists in the main of erupted masses, in the upperpart also of Jura clays.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung und Methodik	68
2. Ergebnis	68
3. Diskussion des Tonmineralprofils	69
3.1. Grundgebirge und Suevit, 324—1200 m	69
3.2. Sandige Serie, 256—324 m	70
3.3. Seetone, 0,6—256 m	70
4. Literatur	72

1. Einleitung und Methodik

Ziel der Untersuchung: Ermittlung des Tonmineralbestandes als Beitrag zur Diskussion der Herkunft und Ablagerung der Seesedimente und der tonig-sandigen Partien im Suevit und im Grundgebirge.

Probenahme: 265 Proben aus Seeton, sandiger Serie, Suevit und tonigen Partien im Grundgebirge.

Methodik: Ermittlung des Tonmineralbestandes durch einmalige Abtrennung der Fraktion kleiner als 0,002 mm Durchmesser in Atterbergzylindern und Röntgendiffraktometrie von Texturpräparaten der abgetrennten Fraktion sowie Differentialthermoanalyse der Tonfraktion ausgewählter Proben. Qualitative Bestimmung von wasserlöslichen Sulfaten und Chloriden. Mikroskopie von Streupräparaten.

2. Ergebnis

Das Untersuchungsergebnis ist im beiliegenden Tonmineraldiagramm (Beil. 1) in relativen Mineralprozenten dargestellt. In der Tonfraktion vorkommende Nichttonminerale wie Quarz, Feldspäte, Karbonate, Zeolithe, Analcim sind nicht berücksichtigt. Durch Signatur am Rande des Diagramms ist die Anwesenheit von wasserlöslichem Chlorid und Sulfat sowie von Analcim angegeben.

Es kommen folgende Tonminerale vor: Illit, Montmorillonit, Kaolinit, Wechschichtminerale, Vermiculit, Chlorit und Corrensit.

Illit ist überwiegend dioktaedrisch. Er hat in den Seetonen meist einen geringen Gehalt an 14 A-Montmorillonit. In den tonigen Partien der Kristallingesteine enthält er keine aufweitbaren Anteile. Er ist das Haupttonmineral in den drei Zonen 21—25 m, 54—76 m und 195—244 m. In den übrigen Teilen des Seetonprofils bildet er nur in geringmächtigen Einschaltungen über die Hälfte des Tonmineralbestandes.

Montmorillonit erscheint in zwei Varietäten: Die eine hat das endotherme Maximum der Hydroxylwasserabgabe bei 550° C, die andere bei 660° C. Der 550° C-Montmorillonit ist bekannt aus Mergeln der Molasse und aus Alblehmen als Endglied der Degradation von Glimmer bei Staunässe. Er kommt im Bohrprofil in den tonigen Grundgebirgsbreccien vor. Der 660° C-Montmorillonit erscheint im Profilbereich des Suevit und leitet sich vom Glas ab.

Kaolinit ist im ganzen Seeton vorhanden. Seine Konzentration streut zwischen 20 und 30 %. In den unteren beiden Illitzonen geht er stark zurück. In

der sandigen Serie ist er ab 264 m nur lückenhaft und in geringer Menge vorhanden.

Die Wechselschichtminerale bestehen aus unregelmäßigen Wechsellagerungen von 17 Å- und 14 Å-Montmorillonit mit Illit. Die 17 Å-Wechselschichtminerale überwiegen bei weitem. Ihr Montmorillonitgehalt variiert zwischen 20 und 90 %, in den meisten Fällen liegt er über 70 %. Die 14 Å-Wechselschichtminerale lassen sich durch Behandlung mit kalter, verdünnter Salzsäure in 17 Å-Wechselschichtminerale überführen, was auf eine Blockierung durch Aluminiumhydroxyd hinweist. Sie sind als dünne Lagen den 17 Å-Wechselschichten zwischengeschaltet.

Chlorit ist das Haupttonmineral in den tonigen Partien des Grundgebirges ab 700 m; in den tonig-sandigen Zonen der dem Suevit zwischengeschalteten Gneise, erreicht er noch 30 % und klingt in der kiesig-sandigen Serie allmählich ab.

Vermiculit erscheint nur sporadisch und in geringer Menge in der unteren Illitzone.

Corrensit kommt in rotgrauen Tönen und einem graugrünen vergrusteten Kristallingestein zwischen 1000 und 1200 m vor.

Ein nicht näher bestimmter organischer Komplex tritt in den bituminösen Horizonten 172—178 m und 190—192 m auf. Er reichert sich im Soxlethrückstand an und zeigt im Röntgendiagramm eine scharfe Linie bei 50 Å, begleitet von fünf höheren Ordnungen. Die Substanz wird bei 150° C unter Gewichtsverlust und Wärmeaufnahme (Wasserabspaltung?) röntgenamorph und verbrennt von 300—500° C. Glührückstand ca. 40 %. Es könnte sich um einen Sorptionskomplex einer langkettigen organischen Säure mit Ton handeln.

Neben diesen eigentlichen Tonmineralen tritt in den zwei unteren Illitzonen der Seetone in größerer Menge Analcim in der Tonfraktion auf. Aus dem bei ECHLE (1975) gegebenen Diagramm ergeben sich nach der Lage der 639-Linie im Röntgenbeugungsdiagramm folgende Daten: $a_0 = 13,677$; $Si/AL = 2,75$. Nach seinem Si/AL-Verhältnis gehört der Analcim zu den frühdiagenetischen, die nach COOMBS (1967) durch Einwirkung salinärer Lösungen auf vulkanisches Glas in Oberflächennähe entstanden sind. Die durch Fällung aus hydrothermalen Lösungen oder durch Reaktion solcher Lösungen bzw. Porenwässer mit Al-Silikaten (z. B. Tonmineralen) gebildeten Analcime sind Al-reicher mit Si/AL 2,1—2,4.

Ein ähnliches Analcimvorkommen beschreibt LOUGHNAN (1966) aus Tuffen in der Kohlenserie von Newcastle (Australien). Er erklärt die in dünnen Lagen im Tuff vorkommende Analcimbildung durch Einwirkung periodischer salinärer (Soda-)Lösungen auf das Glas des Tuffs. An Stelle des in den nicht salinaren Schichten der Tuffe gebildeten Montmorillonit entstand hier neben Analcim ein reguläres Illit-Montmorillonit-Wechselschichtmineral.

3. Diskussion des Tonmineralprofils

3.1. Grundgebirge und Suevit: 324—1200 m

Die tonigen Einschaltungen in den Gneisen des Grundgebirges (500—1200 m) und in dem dem Suevit zwischengelagerten Kristallin (391 u. 414 m) sind tonmine-

ralogisch anders zusammengesetzt als der Suevit. Im Suevit ist 660° C-Montmorillonit mit über 90 % das vorherrschende Tonmineral. Er ist ein Entglasungsprodukt des im Suevit enthaltenen Glases.

Die tonigen Einschaltungen in den Gneisen bestehen in den grauen Breccien 391,6; 550; 590; 642; 771 m aus 550° C-Montmorillonit, Illit und Chlorit, in den roten Letten 414,5; 700,0; 1077 m aus Illit und Chlorit und in den roten Breccien 1010,0; 1135,8 und 1162,5 aus Chlorit, Illit und Corrensit.

Die verschiedenartige Tonmineralzusammensetzung von Suevit und tonigen Gangbreccien des Grundgebirges läßt deren Herleitung aus einer gemeinsamen Suevitwolke (STETTNER 1974) nicht zu. Da in der Tonfraktion der Gangbreccien neben den eigentlichen Tonmineralen auch viel Feldspat enthalten ist und in den Gneisen wie in den Gangbreccien Chlorit in der Tonfraktion stark vertreten ist, bin ich zu folgender Auffassung gekommen:

Die Tonminerale der Gangbreccien stammen vom Nebengestein. In den Partien geringster Wegsamkeit (rote Letten) liegt noch der ursprüngliche Tonmineralbestand Illit und Chlorit vor, in sandigen und brecciösen Gängen kam es zu teilweiser nachträglicher Umwandlung von Phyllosilikaten durch zirkulierende Porenlösungen; unter 1000 m wird Corrensit gebildet, über 800 m erscheint 550° C-Montmorillonit. Die Tonminerale in den Gangbreccien sind Produkte alter vorriesischer Deformationen des Grundgebirges. Eine eventuelle Neubelebung der Störungen durch den Impakt ist möglich, prägt sich aber im Tonmineralbestand nicht aus.

3.2. Sandige Serie: 256—324 m

Mit Beginn dieser Serie setzen bei 324 m wasserlösliche Sulfate ein, die dann im ganzen, darüber folgenden Profil nachgewiesen wurden. Die Tonminerale wechseln stark. In den kiesig-sandigen Teilen herrscht 660° C-Montmorillonit vor, in den tonig-mergeligen Illit, daneben erscheint untergeordnet nach oben rasch abnehmender Chlorit und zunehmender Kaolinit. Der Tonmineralwechsel kann seinen Grund in einer gehemmten Montmorillonitbildung in den wenig durchlässigen, feinkörnigen Partien haben oder in einem Sedimentwechsel. Im ersten Fall sollten in den tonig-mergeligen Sedimenten noch unzersetzte Gläser zu finden sein. Da dies nicht der Fall ist, muß es sich um eine wechselnde Folge von Sedimenten verschiedener Herkunft handeln. Die Vorherrschaft von 660° C-Montmorillonit weist auf starke Beteiligung von Suevit in den groben Lagen hin. Der Chlorit in den feinkörnigen Lagen zeigt die Beteiligung von Gneismaterial des Grundgebirges an; der Kaolinit der feinkörnigen Partien stammt vom Deckgebirge, wohl vorwiegend vom randlich anstehenden Jura, der neben überwiegendem Illit vor allem in den Tonen des Lias bis zu 30 % Kaolinit in der Tonfraktion enthält.

3.3. Seetone: 0,6—256 m

Mit der Probe 255,7 m setzt die ruhige Sedimentation der Seetone ein. Die Grenze ist gekennzeichnet durch das Erscheinen von Chlorid im wäßrigen Auszug, von Montmorillonit-Illit-Wechselschichten an Stelle von Montmorillonit und Zu-

nahme des Kaolinit. Der Anteil an organischer Substanz wird so groß, daß die Proben über der Grenze brennbar sind.

Die Seetonfolge ist im ganzen gesehen relativ gleichmäßig; sie besteht im Mittel aus ca. 50 % Wechselschichten, 20 % Kaolinit und 30 % Illit. Sie wird gegliedert durch drei Illitschichten und geringmächtige Einschübe von blockierten Wechselschichten.

Vergleicht man den Tonmineralbestand der Seetone mit dem von Keuper und Jura, so zeigt sich, daß zwar Kaolinit und Illit davon hergeleitet werden können, die montmorillonitische Komponente aber dem Keuper und Jura fehlt. Eine den Seetonen identische Tonmineralzusammensetzung mit montmorillonitischen Wechselschichtmineralen (70—80 % Montmorillonit), Illit und Kaolinit wurde bei eigenen Untersuchungen in der Bunten Breccie von Rehlingen (südlich Treuchtlingen) gefunden. SCHNEIDER (1969) gibt die Tonmineralzusammensetzung der Bunten Breccie von Otting mit Kaolinit, Illit und einem Mineral der Montmorillonitgruppe an. Daher nehme ich als Hauptlieferant für die Seetone die in großer Mächtigkeit die Kraterumgebung bedeckende Bunte Breccie an.

Die etwa 120 m mächtige untere montmorillonitische Serie (76—195 m) wird in ziemlich regelmäßigen Abständen von 10—16 m durch kurze Einschübe von blockiertem (14 Å-)Wechselschichtmontmorillonit unterbrochen. Häufig wird eine derartige Blockierung bei Böden beobachtet. Man könnte vielleicht auch diese Einschübe als Anzeichen für Trockenfallen des Riessees deuten, zumal auch Schrumpfungsrisse, teilweise leichte Verbraunung von Schichtflächen und Salzkristalle auf internen Schichtflächen in diese Deutungsrichtung weisen.

Die Entstehung der illitischen Einschübe und der drei illitischen Zonen (21 bis 25 m, 54—76 m und 195—244 m) kann auf zwei Arten erklärt werden: 1. Illitisierung der angelieferten Montmorillonite (Aggradation nach MILLOT) in Zeiten erhöhter Salinität des Riessees. 2. Wechsel im angelieferten Material. — Vergleicht man die am Rande des Tonmineraldiagrammes angegebene überschlägige Konzentration der im trockenen Ton enthaltenen Restsalze, die in etwa ein Abbild des ursprünglichen Salzgehaltes sein müssen, so kann man unschwer feststellen, daß ein Zusammenhang zwischen Salzkonzentration und Tonmineralen nicht besteht. Dagegen scheinen Analcim und Illit miteinander verknüpft zu sein. Beide Zonen beginnen und enden mit dem Auftreten und Verschwinden des Analcim. Diese Beziehung zwischen Analcim und Illit führt zu folgender Deutung der unteren beiden Illitzonen:

Da der Analcim nach seinem Si/AL-Verhältnis aus Glas entstanden ist, muß Suevit zugeführt worden sein. Das bei der Analcimbildung im salinaren Milieu des Riessees freigesetzte Kalium des Glases bewirkte die Illitisierung des im Suevit enthaltenen Montmorillonits. Da der Suevit über der Bunten Breccie lag, wurde er zuerst abgetragen und kam so an die Basis der Seesedimente zu liegen (untere Illitzone). Mit fortschreitender Erosion wurden dem Suevit steigende Mengen Bunter Breccie beigemischt, kenntlich am Kaolinitgehalt der Illitzone. Nach Abtragung der dem Krater nächstliegenden Suevitdecke wird zunächst Bunte Breccie in den See geliefert, mit kurzzeitigen Einschüben und Beimischungen von Suevit (158 m, 142 m, 90—94 m). Bei 76 m setzt die etwa 20 m mächtige mittlere Illit-

zone ein, auch sie ist gekennzeichnet durch hohen Analcimgehalt und kurzzeitiges völliges Verschwinden des Kaolinit. Diese zwei im Riessee übereinanderliegenden Illitschichten werden aus einer einheitlichen Suevitdecke durch fortschreitende Erosion abgeleitet: Zuerst flächenhafter Abtrag der nächst dem Krater gelegenen Suevitdecke. Beim Tiefergreifen der Erosion wird die darunterliegende Bunte Breccie abgetragen. Schreitet die Erosion räumlich fort und erfaßt ein bisher unverritztes Gebiet, so wird wieder zuerst die hangende Suevitdecke abgetragen, die dann im Seebecken als mittlere Illitzone erscheint.

Nach der Ablagerung dieser zweiten Illitzone ist anscheinend der Großteil des Suevit im Einzugsgebiet der Bohrung abgetragen. Zunächst folgen montmorillonitische Tone als Abkömmlinge der Bunten Breccie. Nach zwei kurzen illitischen Einschüben bei 33 und 30 m setzt sich von 24—22 m reiner Illit mit ca. 20 % Kaolinit durch. Da er nicht vom Analcim begleitet ist, kann er nicht vom Suevit abgeleitet werden. Er stammt wohl vom unweit westlich anstehenden Dogger, ein Zeichen, daß dieser jetzt erstmals in größerer Fläche von Bunter Breccie entblößt ist.

Die über der oberen Illitzone folgende Serie von 16—0,6 m ist gekennzeichnet durch hohen Gehalt an wasserlöslichem Sulfat, fehlendes Chlorid, mehrfachen Wechsel zwischen illitischen und montmorillonitischen Partien und eine geringfügige Zunahme des Kaolinit vor allem in den ockerfarbenen Partien am Kopf der Bohrung. Die zahlreichen kohligen Schichten haben keinen erhöhten Kaolinitgehalt. Die Serie wird von der Bunten Breccie abgeleitet mit drei im Abstand von 4 m zwischengeschalteten Einschüben von Doggermaterial. Sie wird oben durch eine dünne Lößdecke 0—0,6 m abgeschlossen, gekennzeichnet durch den löstypischen Sekundärchlorit und zahlreiche Opalphytolithen.

Für die Seefüllung ergibt sich hinsichtlich der Herkunft der Sedimente folgendes stark schematisiertes Profil:

0	—	0,6 m	Löß
0,6	—	21 m	Bunte Breccie mit Einschaltungen von umgelagertem Doggermaterial
21	—	25 m	Dogger
25	—	54 m	Bunte Breccie
54	—	76 m	Suevit
76	—	195 m	Bunte Breccie mit zwischengeschalteten Suevitlagen
195	—	244 m	Suevit
244	—	256 m	Bunte Breccie

4. Literatur

- COOMBS, D. S. and WHETTEN, J. T.: Composition of analcime from sedimentary and burial rocks. — *Bul. Geol. Soc. Amer.* **78**, S. 269—282. Baltimore 1967.
- ECHLE, W.: Zusammensetzung und Entstehung sedimentärer Analcime in jungtertiären pyroklastischen Gesteinen nördlich Mihaliccik, Westanatolien, Türkei. — *N. Jb. Mineral. Abh.*, **124**, S. 128—146, 1975.
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. und SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—295, München 1969.

- HEROLD, R.: Sedimentpetrographische und mineralogische Untersuchungen an pelitischen Gesteinen der Molasse Niederbayerns. — Diss. Univ. München 1970.
- HÜTTNER, R.: Bunte Trümmermassen und Suevit. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 142—200, München 1969.
- LOUGHNAN, F. C.: Analcite in the Newcastle coal measure sediments of the Sidney basin, Australia. — *Amer. Mineralogist*, 51, S. 486—494, 1966.
- MILLOT, G.: *Geology of clays*. — New York, Heidelberg, Berlin, Paris, London 1970.
- SALGER, M. und SCHMIDT-KALER, H.: Sedimentpetrographische Gliederung der Lehme auf der Fränkischen Alb. — *Geologica Bavarica*, 74, S. 151—161, München 1975.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 35—51, München 1974.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 13. 9. 1976.

Rutschgefüge in den jungtertiären See-Sedimenten der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von HUBERTUS MERTES

Mit 6 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung

In den Seesedimenten der Bohrung Nördlingen 1973 wurden zwischen 260 m und ca. 105 m Tiefe mehrere Horizonte mit subaquatischen Rutschungen erbohrt. Es kommen Gefüge mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes (Gleitbretter, Gefaltete Abschnitte) und Gefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes (Fließzonen, Olisthostrome) vor.

Als grundlegender Vorgang wird die schichtparallele Gleitung angesehen, in deren Verlauf sich synthetische Knickzonen bilden. Daraus entwickeln sich bei zeitlich und räumlich fortgesetztem Rutschvorgang die Gefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes.

Zwischen 248 m und 105 m nimmt vom Liegenden zum Hangenden

1. die Mächtigkeit der Rutschhorizonte ab,
2. die Zerstörung des Schichtverbandes über Verfaltungen bis hin zur völligen Aufarbeitung zu,
3. das Verhältnis der Mächtigkeiten von Rutschfolge zur jeweils liegenden ungestörten Schichtfolge (Normalfolge) ab.

Diese Entwicklung wird als eine Zunahme des Transportweges im Laufe der Seegeschichte gedeutet.

Summary

In the lake sediments of the boring Nördlingen 1973 several slump horizons were encountered between 260 m and 105 m depth. It can be distinguished between (1) structures, in which the connection of the sediments is preserved (gleitbretts, folded sections) and (2) structures with disruption of the bedding (flow zones, olisthostromes).

The bedding plane slip is regarded as the basic process, then develops into synthetic kink bands and further into folding. The transition of folding into type 2-structures occurs, if slumping continues in space and time.

Between 248 m and 105 m, it can be observed that, from base to top

1. the thickness of the slump horizons decreases,
2. the destruction of the sequence of bedding increases from folding up to complete reworking, and
3. the ratio of thickness of any slump horizon to the underlying undisturbed sequence (called: normal horizon) decreases.

This development is interpreted as an increase of the length of transport during the lake history.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	76
2. Typisierung der gestörten Sedimentgefüge	76
2.1. Einordnung und Einteilung	76
2.2. Rutschgefüge mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes	77
2.2.1. Gleitbretter	77
2.2.2. Gefaltete Abschnitte	78
2.3. Rutschgefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes	80
2.3.1. Fließzonen	81
2.3.2. Olisthostrome	81
3. Einfluß der Kompaktion	81
4. Die Rutschhorizonte im Bohrprofil	83
5. Versuch einer kinematischen Synthese	84
5.1. Die Entstehung der einzelnen Rutschgefügetypen	84
5.1.1. Gefüge mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes	84
5.1.2. Gefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes	86
5.2. Abschätzung der allgemeinen Bildungsbedingungen	86
6. Literatur	89

1. Einleitung

Die konkordante, etwa horizontale Lagerung der in der Bohrung Nördlingen 1973 durchteuften jungtertiären Seesedimente ist vornehmlich im liegenden Teil, d. h. zwischen 260 m und 105 m Teufe, durch mehrere Horizonte mit gestörtem sedimentären Gefüge unterbrochen.

Es galt, diese Horizonte gefügekundlich zu untersuchen und sie zu typisieren, mit dem Ziel, ihre Entstehung sowie ihre Abfolge im Bohrprofil zu deuten. Die folgenden Ausführungen beschränken sich jedoch auf den Teufenbereich oberhalb 248 m, denn aus Platzgründen kann hier nicht auf die 3 Horizonte an der Basis der Seesedimente (Horiz. I bis III in Tab. 2) eingegangen werden, die aufgrund der unsteten Sedimentationsverhältnisse zu Beginn der Seentwicklung eine Sonderstellung einnehmen.

Die Untersuchungen wurden an An- und Dünnschliffen von 80 Kernproben (mittl. Länge 15 cm) vorgenommen, die im Teufenbereich von 248 m bis 47 m vorwiegend aus Profilabschnitten mit gestörtem sedimentären Gefüge ausgewählt wurden. Weiterhin lagen Farbphotos (Format 12,5 × 12,5 cm) der in Kisten gelagerten Bohrkerne vor, auf denen jeweils 6 Kernmeter abgebildet sind. Diese Kernphotos konnten jedoch oberhalb 105 m Teufe wegen undeutlicher Schichtung, starker Kernzerstörung und größerer Kernverluste nicht ausgewertet werden.

2. Typisierung der gestörten Sedimentgefüge

2.1. Einordnung und Einteilung

In den Horizonten mit Störung der normalen Lagerung tritt ein breites Spektrum an Gefügen auf, das von allerdings sehr seltenen Dehnungsstrukturen über Stauchungsstrukturen, wie Verfaltungen und Überschiebungen, sowie von schichtparallelen Abscherungen bis hin zur völligen Zerstörung des ursprünglichen Sedimentgefüges reichen kann. Eine solche Vielfalt an Gefügen, verbunden mit einer

vorherrschend monoklinen Symmetrie, kann am ehesten auf subaquatische Rutschungen zurückgeführt werden, die „Gleitbewegungen frisch abgelagerten Sediments auf geneigter Fläche unter Wasserbedeckung darstellen“ (HEIM 1908). In Anlehnung an eine Einteilung der „abwärtigen Bewegungen“ von LIPPERT (1937 S. 357) erschien es angebracht, die Rutschgefüge (slumping structures) in Rutschgefüge mit weitgehender *E r h a l t u n g* des Schichtverbandes (Gleitbretter und gefaltete Abschnitte) und in solche mit weitgehender *Z e r s t ö r u n g* des Schichtverbandes (Fließzonen und Olisthostrome) aufzuteilen. Zwischen diesen beiden Gefügeklassen nehmen zerscherte Horizonte und Faltenfragmente die Rolle von Übergangsformen ein (vgl. Tab. 2).

Bei den Untersuchungen ergaben sich keinerlei Anhaltspunkte für Wickelstrukturen (convolute bedding).

2.2. Rutschgefüge mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes

Die Einteilung dieser Gefügetypen erfolgte nach dem maximalen Grad der Verfallung. Dazu wurde folgende Abstufung der Faltengröße vorgenommen:

- Großfalten ≥ 10 cm Wellenlänge
- Mittelfalten < 10 cm Wellenlänge und
 ≥ 3 cm Amplitude
- Kleinfalten < 3 cm Amplitude

Es wurden danach unterschieden:

- Gleitbretter: Parallelschichtung, Kleinfaltung (Kap. 2.2.1.)
- Gefaltete Abschnitte: Mittel- oder Großfaltung (Kap. 2.2.2.)

2.2.1. Gleitbretter

Unter Gleitbrettern werden kleine Schichtpakete von meist dm-, seltener cm-Mächtigkeit verstanden, die im Liegenden und im Hangenden von Gleitflächen begrenzt sind und im Innern höchstens eine Kleinfaltung aufweisen.

Gleitbretter stellen die bei weitem häufigsten Rutschgefüge dar (vgl. Tab. 2). Ihre Basis- und Hangendgleitflächen, die manchmal auch als unscharfe, mm-mächtige Gleitzonen entwickelt sind, verlaufen größtenteils parallel zur Schichtung, d. h. als Gleitfläche ist im wesentlichen die Schichtfläche wirksam. Entsprechend schwankt das Einfallen der Gleitflächen durchschnittlich zwischen etwa 5° und 10° . Besonders bei den flachliegenden Gleitbrettern sind häufig charakteristische Deformationen zu beobachten: Die Schichtung ist in monokline Kleinfalten gelegt (Faltung 1. Ordnung), deren Vergenz mit dem Verschiebungssinn an den Gleitflächen übereinstimmt. Die kurzen, steilen Flügel sind z. T. in sich verfaltet (Faltung 2. Ordnung). Sie stellen Knickzonen dar, die mit der Basisgleitfläche in Richtung der Verschiebung Winkel von durchschnittlich 15° einschließen (Abb. 1). Die Knickzonen können in kompetenteren Schichten durch synthetische Überschiebungen vertreten werden bzw. zum Hangenden hin in diese übergehen. In der aufgeschobenen Scholle konnten vielfach antithetische Abschiebungen beobachtet werden, die mit den Knickzonen oder mit den Überschiebungen spitze Winkel einschließen (Abb. 2).

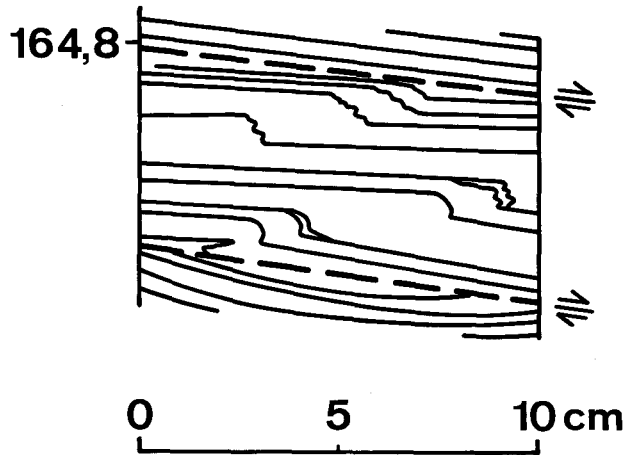


Abb. 1. Gleitbrett mit synthetischen Knickzonen (Bohrmeter 164,8).
Gleitbrett with synthetic kink bands (depth 164,8 m).

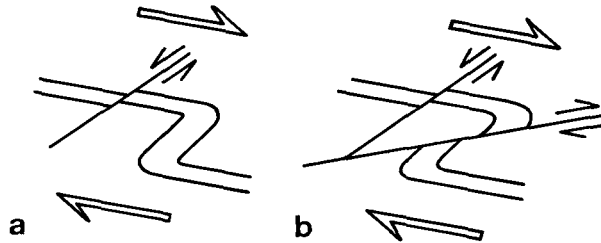


Abb. 2. Antithetische Abschiebungen in Verbindung mit Knickzonen (a) oder Überschiebungen (b).
Antithetic normal faults in combination with kink bands (a) or overthrust faults (b).

2.2.2. Gefaltete Abschnitte

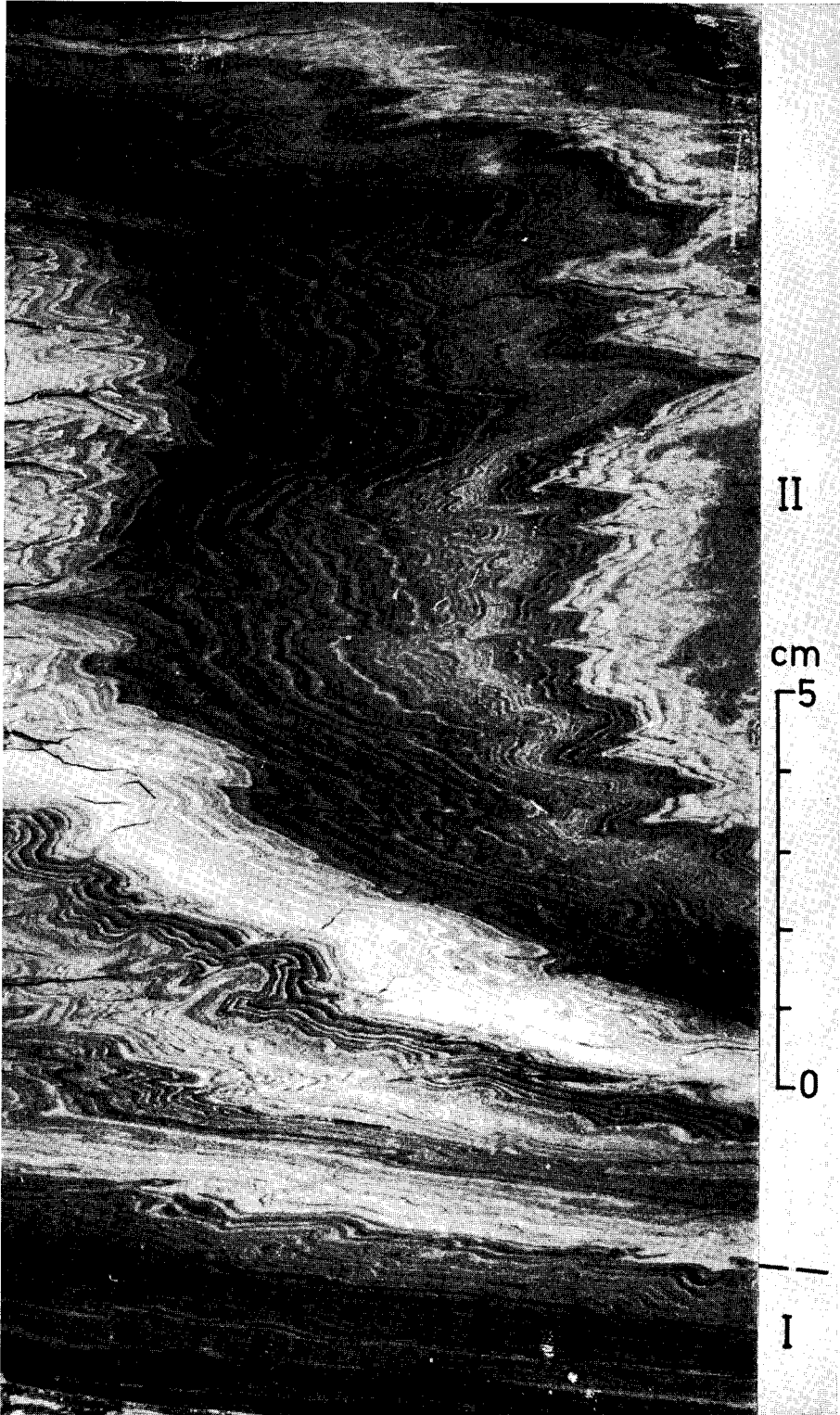
Gefaltete Abschnitte weisen Mittel- oder Großfalten als Faltung 1. Ordnung auf und sind auf den Profilschnitt unterhalb 154 m Tiefe beschränkt (vgl. Tab. 2). Ebenso wie beim Faltenbau in Gleitbrettern (Kleinfalten als Faltung 1. Ordnung) herrscht bei Mittel- und Großfalten bei meist flachen bis liegenden

Abb. 3. Kernprobe aus 194,7 m Tiefe: Flachliegende Gleitbrettfolge an der Basis (Bereich I) und Fließfalte im Hangenden (Bereich II).

Der durch Schleppungen erkennbare Verschiebungssinn an den schichtparallelen Gleitflächen im Bereich I deutet auf eine Bewegung von links nach rechts. Diese Bewegungsrichtung spiegelt sich auch im Bereich II an der einheitlichen Vergenz der Faltungen 1. und 2. Ordnung und der Überschiebungen wider.

Core sample from 194,7 m depth: slightly inclined gleitbrett sequence in the lower part (zone I) and a flow fold in the upper part (zone II).

The direction of slip, recognizable by drags, on the bedding plane slip surfaces in the zone I points to a movement from the left to the right. This direction of movement is also reflected by the uniform vergency of the foldings of 1st and 2nd order in zone II.



Faltenachsenflächen monokline Symmetrie vor. Zudem ist kongruente Faltung bei weitem häufiger als konzentrische.

Fließfalten stellen den häufigsten Falten Typ dar. Sie erreichen nur selten mehr als Mittelfaltengröße und zeichnen sich vor allem durch erhebliche Mächtigkeitsunterschiede zwischen steilstehenden und flachliegenden Faltenflügeln aus. In Abb. 3 wird dies deutlich, ebenso wie die Überlagerung der Faltung 1. Ordnung mit einer monoklinen Kleinfaltung (Faltung 2. Ordnung) von gleicher Vergenz. Genauso wie bei den Gleitbrettern sind die kurzen, steilen Flügel dieser Kleinfaltung als Knickzonen anzusehen, an deren Stelle auch Überschiebungen treten können. Außerdem ist eine Spezialfältelung (Amplituden im 0,1-mm-Bereich) entwickelt, die als Faltung 3. Ordnung vorwiegend steilstehende Schichtabschnitte erfaßt.

Nur wenige Falten, vorwiegend Großfalten, lassen sich dem Typ der Biegefallen zuordnen. Bei diesen ist die Faltung 2. Ordnung oft nur in kompetenten karbonatischen Lagen entwickelt, dann in der Regel als konzentrische Kleinfaltung, die in den umgebenden tonigen Schichten Knickzonen hervorrufen kann. In den steilstehenden Schichtabschnitten tritt ebenso wie bei den Fließfalten Spezialfältelung (Faltung 3. Ordnung) auf.

2.3. Rutschgefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes

Rutschgefüge dieses Typs weisen ein breccienartiges Sedimentgefüge mit einem stark schwankenden Verhältnis von feinkörniger Grundmasse (Matrix) und aufgearbeiteten Schichtfetzen (Komponenten) auf. Besonders dieses Verhältnis sowie die durchschnittliche Korngröße und Sortierung der Komponenten und die Verbreitung im Bohrprofil boten sich für eine weitere Unterteilung an (Tab. 1):

Tabelle 1

Einteilungskriterien für Rutschgefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes

Classification for slumping structures with mostly destruction of the sequence of bedding.

	Matrix Komponenten	Komponenten:		Teufenbereich m
		ϕ -Kgr	Sortierung	
Typ 1	< 3	mm-dm	sehr schlecht — schlecht	260—248 155—119
Olisth- stromen				
Typ 2	> 3	mm-cm	schlecht — mittel	144—105
Fließzonen	> 3	mm (cm)	sehr schlecht	245—155

Aus Tabelle 1 geht hervor, daß Typ-2-Olisthostrome und Fließzonen im Gefüge ähnlich sind. Eine Unterscheidung erschien jedoch notwendig, weil die geringmächtigeren Fließzonen in einem anderen Teufenbereich als die Olisthostrome und nur in enger Verbindung mit den unter Kap. 2.2. beschriebenen Gefügen auftreten und daher genetisch anders zu deuten sind.

2.3.1. Fließzonen

In Rutschhorizonte mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes sind häufig kleinere, max. 15 cm mächtige Profilabschnitte eingeschaltet, in denen der Schichtverband zum größten Teil zu einer feinkörnigen Grundmasse und wenigen darin eingeregelteten Schichtfetzen aufgelöst ist. Diese als Fließzonen bezeichneten Abschnitte weisen meist unregelmäßige und undeutliche Begrenzungsflächen auf. Die Einregelung der Schichtfetzen ist im wesentlichen parallel zu den Begrenzungsflächen orientiert. Zwischen Fließzonen und den Gleitzonen (vgl. Kap. 2.2.1.) bestehen alle Übergänge. Außerdem lassen sich einige schräg einfallende Fließzonen nur schwerlich von breiter entwickelten, größeren Überschiebungszonen abtrennen.

2.3.2. Olisthostrome

Nach GÖRTLER & REUTTER (1968) werden unter Olisthostromen massige, brecciöse Resedimente verstanden, die von submarinen Schlammströmen herrühren. Sie setzen sich aus einer tonigen Matrix und eckigen, schlecht sortierten Gesteinsbruchstücken, den sogenannten Olistholithen zusammen.

Horizonte entsprechender Ausbildung treten auch im Bohrprofil auf, hier allerdings limnischer Entstehung. Nach den Einteilungskriterien in Tab. 1 lassen sich ein matrixarmer, grobkörniger Typ 1 und ein matrixreicher, feinkörniger Typ 2 ausgliedern, die durch Übergänge verbunden sind.

Typ-1-Olisthostrome treten im Hangenden (155 m bis 119 m Teufe) des untersuchten Profils auf (vgl. Tab. 2). Innerhalb der einzelnen Olisthostrome, die bis zu 3,70 m Kernlänge einnehmen können, sind Wechsellagerungen von feinkörnigeren und gröberen Abschnitten zu beobachten. Im allgemeinen liegen die größten Olistholithe (Faltenfragmente, Fetzen mit interner Parallelschichtung oder Kleinfaltung) mit Durchmesser von mehr als 10 cm an der Basis der Olisthostrome, die z. T. als Erosionsdiskordanz ausgebildet sein kann. Zum Hangenden hin gehen die Typ-1-Olisthostrome in den Typ 2 über oder werden von horizontaler Parallelschichtung überlagert.

Der feinkörnigere Typ-2-Olisthostrom tritt erst oberhalb 144 m Teufe auf (vgl. Tab. 2). Er bildet massige, dunkle Einschaltungen von max. 1 m Mächtigkeit, die, wie oben bereits erwähnt, ein ähnliches Gefüge wie die Fließzonen aufweisen.

3. Einfluß der Kompaktion

Bei der synsedimentären Entstehung der Rutschgefüge muß mit einer späteren, zur Teufe hin zunehmenden Überprägung der Gefüge durch die Kompaktion

Distribution of the different types of slumping structures in the bore hole (dotted: true; hatched: supposed). The petrological subdivision of the profile according to JANKOWSKI (1975) is added.

Abk.: FFr: fragments of folds; z. H.: sheard horizons; MF: medium-sized folds; GF: great folds

gerechnet werden. Nach der jetzt vorliegenden Porosität von etwa 45 % bei 100 m Teufe und von etwa 30 % bei 260 m Teufe (JANKOWSKI 1975, Abb. 4) lassen sich bei angenommenen Ausgangsporositäten von 60 bis 70 % Volumenabnahmen zwischen 27 und 46 Vol% für 100 m Teufe und zwischen 43 und 57 Vol% bei 260 m Teufe errechnen.

Bei Rutschgefügen mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes hatte die Setzung folgende Auswirkungen:

- a) Verringerung des Einfallswinkel sämtlicher Gefügeelemente wie Gleitflächen, Schichtflächen, Störungen, Faltenachsenflächen usw. Beispielsweise nehmen liegende Falten mit zunehmender Teufe immer mehr den Charakter von isoklinen Spitzfalten an.
- b) Verfaltung von steilstehenden Lagen. Hierzu rechnet die Spezialfältelung, die als Faltung 2. Ordnung in Gleitbrettern und als Faltung 3. Ordnung in gefalteten Abschnitten erscheint.
- c) Mächtigkeitsreduzierung in flachliegenden Schichten, besonders in inkompetenten.

4. Die Rutschhorizonte im Bohrprofil

Die unter Kap. 2. beschriebenen Rutschgefüge bilden im untersuchten Teufenbereich 16 verschiedene Rutschfolgen bzw. Rutschhorizonte von unterschiedlicher Mächtigkeit, die mit Profilabschnitten ohne oder mit nur sehr schwacher Rutschaktivität, Normalfolgen genannt, wechsellagern (vgl. Tab. 2 und Abb. 4).

Es treten 7 Horizonte auf, die von Rutschgefügen mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes bestimmt werden (Kennzeichnung durch arabische Zahlen), und zwar in einem Teufenbereich von 248 m bis 159 m. Ihre durchschnittliche Mächtigkeit liegt unterhalb 180 m Teufe bei über 11 m und fällt zum Hangenden hin auf 6 m ab. Die Rutschhorizonte bestehen im wesentlichen aus Gleitbrettfolgen, die sich ohne schärfere Diskordanzen auf den jeweils unterlagernden Normalfolgen aufbauen.

In die Gleitbrettfolgen sind hier und da gefaltete Abschnitte mit Fließfalten eingeschaltet. Im unteren Teil der Folgen treten die Fließfalten häufig im Wechsel mit Fließzonen auf. Biegefallen kommen, wenn überhaupt, vorwiegend im mittleren, seltener im oberen Teil der Gleitbrettfolgen vor. Im Hangenden schließen die Rutschfolgen in der Regel mit einer cm-starken, massigen Zone ab.

Die Horizonte mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes (Kennzeichnung durch römische Zahlen) sind, abgesehen von den hier nicht behandelten Horizonten I bis III (vgl. Kap. 1), auf Teufen oberhalb 157 m beschränkt. Es lassen sich dort 9 Rutschfolgen ausgliedern (IV bis XII), die außer der Übergangsfolge IV beinahe ausschließlich aus Olisthostromen aufgebaut sind. Ihre mittlere Mächtigkeit nimmt vom Liegenden zum Hangenden von über 5 m auf 1 m ab. Diese Mächtigkeitsabnahme geht einher mit einer Verringerung der mittleren Korngröße der Komponenten: Während an der Basis des Teufenintervalls Typ-1-Olisthostrome vorherrschen, die noch bis 130 m Teufe Faltenfragmente führen, schalten sich zum Hangenden hin immer mehr feinkörnigere Typ-2-Olisthostrome ein, die schließlich oberhalb 119 m Teufe den Typ 1 vollständig ablösen.

Es ergibt sich demnach für das gesamte untersuchte Profil, daß vom Liegenden zum Hangenden die Mächtigkeit der Rutschfolgen abnimmt und die Zerstörung des Schichtverbandes bis hin zur völligen Aufarbeitung zunimmt.

5. Versuch einer kinematischen Synthese

5.1. Die Entstehung der einzelnen Rutschgefügetypen

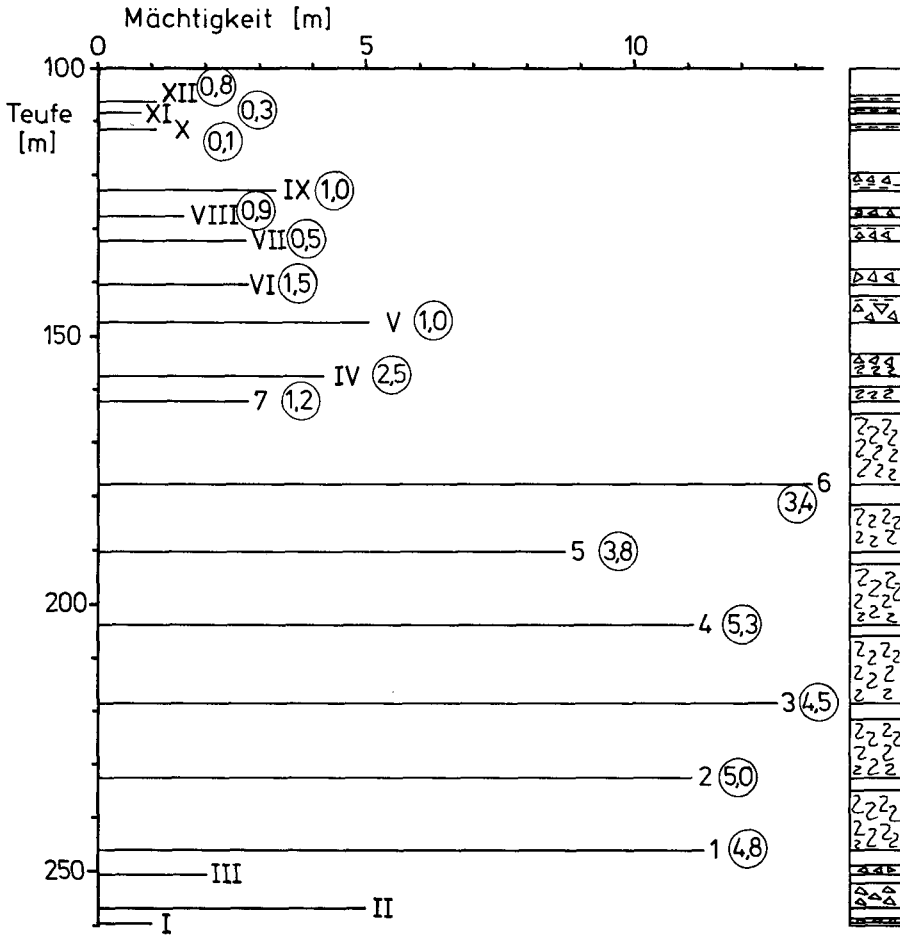
5.1.1. Gefüge mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes

Die an Gefügen dieses Typs gemachten Beobachtungen lassen sich im wesentlichen auf 4 Arten der monoklinen Deformation zurückführen, die für das Verhalten von feinst- bis feingeschichteten tonig-karbonatischen Sedimenten im Endstadium einer Rutschung charakteristisch sein dürften:

1. Schichtparallele Gleitung
2. Ausbildung von synthetischen Knickzonen
3. Synthetische Überschiebungen
4. Antithetische Abschiebungen

Wie das häufige Auftreten von Gleitbrettern zeigt, stellt die schichtparallele Gleitung einen entscheidenden, grundlegenden Vorgang dar. Aus der schichtparallelen Gleitung entwickeln sich die synthetischen Knickzonen, sobald die Scherspannungen auf der Gleitfläche über die zur Verformung des Gleitbrettes notwendigen Spannungen ansteigen (Abb. 5). Je nach Mächtigkeit des Gleitbrettes kommt es dabei zur Entstehung von Klein-, Mittel- oder Großfalten. Den synthetischen Knickzonen sind meist die synthetischen Überschiebungen mechanisch gleichwertig, während die antithetischen Abschiebungen in der aufgeschobenen Scholle einer späteren Phase der monoklinen Deformation zugeordnet werden können (vgl. Abb. 2).

Fließfalten bilden sich, wie aus dem Faltenstil der Faltung 2. Ordnung entnommen werden kann, dadurch, daß sich Knickzonen zum Hangenden hin verbreitern und aufspalten (Abb. 6). Die Fließfalten treten sowohl im liegenden als auch im hangenden Teil von Rutschfolgen auf. Im Hangenden könnte eine höhere Ausgangsporosität vorgelegen haben, während im Liegenden höhere Scherspannungen zu erwarten sind, so daß die Fließgrenze überschritten werden kann.



Legende:

- Normalfolge □
- Rutschfolge mit: Typ 2-Olistostrom ▨
- Typ 1-Olistostrom ▧
- Gleitbrettern und Verfaltungen ▩

Abb. 4. Mächtigkeit, Auftreten und Ausbildung von Rutschfolgen.

Die Rutschfolgen sind in stratigraphischer Reihenfolge mit römischen (weitgehende Zerstörung des Schichtverbandes) bzw. mit arabischen (weitgehende Erhaltung des Schichtverbandes) Zahlen gekennzeichnet. Die eingekreisten Zahlen geben das Verhältnis der Mächtigkeit der Rutschfolge zur Mächtigkeit der jeweils unterlagernden Normalfolge an.

Thickness, appearance and formation of slump horizons.

The slump horizons are numbered according to their stratigraphic sequence by Roman — mostly destruction of the sequence of bedding — respectively by Arabian — mostly conservation of the sequence of bedding —. The encircled numbers give the ratio of the thickness of any slump horizon to the thickness of the underlying normal horizon.

Bei den Biegefalten dürften die steilen Flügel jeweils einer einzigen breiten Knickzone gleichzusetzen sein, da ihnen im Gegensatz zu den Fließfalten die durchgehende Überlagerung mit einer monoklinen Kleinfaltung 2. Ordnung fehlt.

Bei größeren Bewegungsweiten entstehen aus Falten Faltenfragmente, die bereits zu Gefügen mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes überleiten.

5.1.2. Gefüge mit weitgehender Zerstörung des Schichtverbandes

Diese Gefüge bilden sich, wie vor allem die Faltenfragmente in den Typ-1-Olisthostromen zeigen, bei zeitlich und räumlich fortgesetztem Rutschvorgang direkt aus den Gefügen mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes. Zusammen mit letzteren kommen die Fließzonen vor. Innerhalb der Rutschhorizonte dürften diese den Charakter von Scherzonen besitzen, die sich mit zunehmendem Bewegungsbetrag aus Gleitzonen und Überschiebungen entwickelt haben dürften. Viele Rutschfolgen mit weitgehender Erhaltung des Schichtverbandes schließen außerdem im Hangenden mit einem massigen Abschnitt ab (vgl. Kap. 4). LIPPERT (1937 S. 360) deutet diese Abschnitte als „Aufwirbelungszonen“. Sie könnten jedoch auch auf Überreste von Gleitbrettern zurückgeführt werden, deren Hauptmasse im Hangenden der Rutschfolge weiter vorgeglitten ist.

5.2. Abschätzung der allgemeinen Bildungsbedingungen

Die folgende Deutung der Entstehung und Abfolge der Rutschhorizonte hat hypothetischen Charakter, da sie sich nur auf die sedimentologischen Daten des Bohrprofils und auf geophysikalische Daten über die Morphologie des Riesbeckens stützen kann.

Im hier behandelten Teufenbereich zwischen 248 m und 105 m läßt sich beobachten, daß die Rutschfolgen

- a) nur sehr selten, und wenn, dann gering das Liegende erodierten,
- b) periodisch auftreten, und
- c) dieselbe Sedimentfazies wie die Normalfolgen in ihrem Liegenden aufweisen.

Man kann daher vermuten, daß eine Rutschfolge zumindest einen Teil derselben stratigraphischen Horizonte enthält, aus denen die jeweils unterlagernde Normalfolge aufgebaut ist. Die jetzt vorliegenden Mächtigkeiten von Rutsch- und Normalfolgen sind somit vergleichbar. Im fraglichen Teufenbereich nimmt der Quotient: Mächtigkeit der Rutschfolge zur Mächtigkeit des jeweils liegenden Normalhorizontes deutlich zum Hangenden hin ab. In derselben Richtung nimmt auch die absolute Mächtigkeit der Rutschfolgen im Durchschnitt ab (vgl. Abb. 4). Diese Entwicklung kann als eine Zunahme der Transportweite im Laufe der Seegeschichte gedeutet werden, denn eine Rutschmasse dürfte unter den hier vorliegenden Bedingungen (kaum Erosion des Liegenden) mit fortdauernder Bewegung Material verloren und damit an Mächtigkeit abgenommen haben.

Auf größere Bewegungsweiten in stratigraphisch höheren Niveaus deutet auch die zum Hangenden zunehmende Zerstörung des Schichtverbandes hin (vgl. Kap. 4 u. Tab. 2).

Die maximale Mächtigkeit des von einer Rutschung erfaßten Sedimentstapels kann nach obiger Überlegung in etwa der Mächtigkeit des jeweils unterlagernden Normalhorizontes gleichgesetzt werden. Dies trifft am ehesten bei geringen Bewegungsweiten zu, da bei größeren Bewegungsweiten wegen der Streuung in der

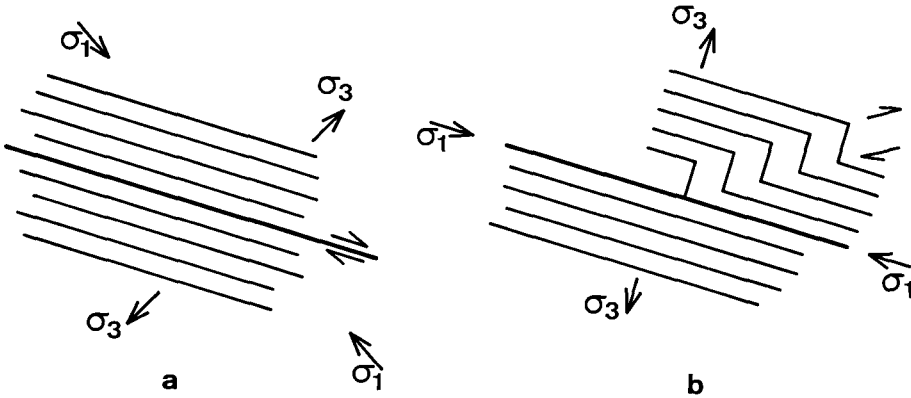


Abb. 5. Entstehung von Knickzonen. Einfache Schiebung führt zu schichtparalleler Gleitung (a), bei der sich bei erhöhter Reibung auf der Gleitfläche (Rotation der Hauptbeanspruchungsrichtungen) Scherspannungen aufbauen können, die im Gleitbrett ein Ausknicken der Schichten bewirken (b).

Origin of kink bands. Simple shear is leading to bedding plane slip (a), in course of which shearing stresses may be built up by increased friction on the slip surface (rotation of the principal stress directions). These shearing stresses lead to a kink out of the layers in the gleitbrett (b).

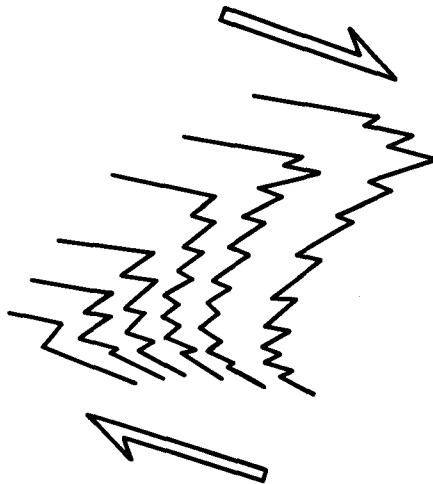


Abb. 6. Prinzip der Entwicklung von Fließfalten. Bei monokliner Deformation von inkompetenten Schichtfolgen in Gleitbrettern entstehen überkippte bis liegende Fließfalten, indem sich Knickzonen zum Hangenden hin aufspalten und verbreitern.

Principle of development of flow folds. Caused by monoclinic deformation of incompetent series of strata in gleitbretts, overturned to lying flow folds are formed by splitting and widening of kink bands towards the top of the sequence.

Bewegungsrichtung nur ein Teil der Rutschungen den Bereich der Bohrung erreicht haben dürfte. Damit sind auch die Mächtigkeitsschwankungen der Normalfolgen im oberen Teil des untersuchten Profils erklärbar (vgl. Abb. 4). Nach den relativ konstanten Mächtigkeiten der Normalfolgen im liegenden Teil (248 m bis ca. 180 m Teufe), wo geringe Bewegungsweiten anzunehmen sind, dürften Sedimentpakete von höchstens 2 bis 3 m Mächtigkeit abgerutscht sein. Da die Schichtneigung in den ungestörten Normalfolgen bis zu 5° beträgt, und, wie schon ausgeführt wurde, keine wesentlichen Faziesunterschiede zwischen den im Bereich der Bohrung abgelagerten und den von den Rutschungen erfaßten Sedimenten bestehen, dürfte die Hangneigung im Herkunftsgebiet der Rutschungen größer gewesen sein. Aus einem 1968 ausgenommenen seismischen Ost-West-Profil des Riesbeckens (ANGENHELMSTER & POHL 1969, Abb. 4) läßt sich nun entnehmen, daß die Bohrung zwischen dem Inneren Wall, der den See zumindest während der Ablagerungszeit der untersuchten Sedimentfolge begrenzt haben dürfte, und dem Beckenzentrum liegt und vom Fuß des Inneren Walles im Niveau von 260 m Teufe ca. 1,4 km entfernt ist. Der Innere Wall besitzt bis zu einer Teufe von ca. 107 m (bezogen auf das Bohrprofil) eine Hangneigung von etwa 13° , die sich oberhalb dieses Niveaus auf ca. 5° verflacht. Die Entfernung zwischen diesem Hangknick und der Bohrung beträgt ungefähr 2 km. Diese morphologischen Gegebenheiten lassen sich zwanglos mit der im Bohrprofil festgestellten Entwicklung kombinieren. Die Rutschungen dürften demnach vom inneren Hang des westlichen Kraterwalles stammen, und zwar aus Bereichen, wo noch ähnliche Stillwassersedimente zur Ablagerung kamen, wie sie in der Bohrung angetroffen wurden. Aufgrund der flachen Hangneigung (14°) des Inneren Walles mußten die Rutschungen mit zunehmender Auffüllung des Kraters immer weitere Strecken überwinden, um in den Bereich der Bohrung zu gelangen.

KUENEN (1956 S. 135) nannte neben der Transportweite noch drei weitere Faktoren, die die Ausbildung von Rutschgefügen beeinflussen, und zwar Hangneigung, Relief des Seebodens und die Eigenschaften des von der Rutschung erfaßten Sedimentes. Diese werden jedoch im Großteil des hier angesprochenen Teufenbereichs von 248 m bis 105 m als relativ konstant angesehen und dürften im Vergleich zur Bewegungsweite keine Rolle gespielt haben.

Erst oberhalb von etwa 115 m Teufe kann man den Sedimenteigenschaften (einsetzende Bioturbation, Übergang zu cm-Schichtung) und oberhalb ca. 107 m Teufe der Hangneigung (Verflachung des Inneren Walles) eine Bedeutung beimessen. Da diese beiden Faktoren die von der Zunahme der Bewegungsweite hergeleitete Entwicklung im Bohrprofil zum Hangenden hin verstärken, dürften oberhalb 105 m Teufe (Obergrenze des untersuchten Profils) kaum noch Rutschungen zu erwarten sein.

D a n k : Die vorliegende Arbeit stellt eine stark gekürzte, z. T. neu bearbeitete und ergänzte Fassung meiner Diplomarbeit dar, die ich 1975/76 am Geologischen Institut der Ruhr-Universität Bochum unter der Betreuung von Herrn Prof. Dr. HOEPPENER angefertigt habe. Ihm gilt auch mein ganz besonderer Dank für zahlreiche wertvolle Anregungen, hilfreiche Diskussion und die Durchsicht des Manuskriptes. Ferner danke ich vielen Studienkollegen und Mitarbeitern des Geologischen Institutes, die mich mit Rat und Tat unterstützten, sowie der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Gewährung einer finanziellen Hilfe.

6. Literatur

- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 304—326, München 1969.
- GÖRLER, K. u. S. u. REUTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olistohostrome. — *Geol. Rdsch.*, **52** (2), S. 484—514, Stuttgart 1968.
- HEIM, A.: Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. — *N. Jb. Mineral. Geol. etc.*, **1908** (2), S. 136—157, Stuttgart 1908.
- JANKOWSKI, B.: Sedimentologie und Porosität der Tertiärsedimente der Bohrung Nördlingen 1/73. — *Dipl.-Arb.*, 84 S., Bochum 1975.
- KUENEN, P. H.: The difference between sliding and turbidity flow. — *Deep-Sea Res.*, **3**, p. 134—139, Oxford 1956.
- LIPPERT, H. J.: Gleit-Faltung in subaquatischem und subaerischem Gestein. — *Senckenbergiana*, **19**, S. 355—375, Frankfurt 1937.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 15. 10. 1976.

Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von RICHARD DEHM, HORST GALL, RICHARD HÖFLING, WALTER JUNG
und HEINZ MALZ

Mit 1 Beilage und 1 Tabelle

Kurzfassung

Die Untersuchung der in den Seesedimenten der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 enthaltenen Reste verschiedenster Tier- und Pflanzengruppen erbrachte den Nachweis, daß die Entwicklung des obermiozänen Riessees über sehr lange Zeit hinweg durch stark erhöhte Salinität geprägt, diese aber Schwankungen bis in die Nähe des limnischen Bereiches unterworfen war. Die in Zeiten unterschiedlicher Salinität unterschiedlich ausgebildeten Biozönosen ließen sich aus den Funden in Konturen rekonstruieren. Sie dokumentieren vier Abschnitte in der See-Entwicklung.

Die biologisch gefundene Kurve wechselnder Salinität harmoniert mit der Schwankungskurve der Alkali-, vor allem der Natrium-Ionen. Demnach ist wahrscheinlich, daß in erster Linie diese Ionen-Gruppe im Riessee physiologisch wirksam war. Als Ursachen für den Salinitätswechsel sind klimatische, daneben aber auch geologisch-tektonische Gegebenheiten in Betracht zu ziehen. Die gefundenen Fossilreste sprechen gegen die Mutmaßung, der Riessee sei im Bereich der obersten Bohrmeter endgültig ausgesüßt und verlandet. Lediglich eine langsame Normalisierung und Reifung des Sees über die gesamte Kernstrecke ist belegt. Regional-geologische Befunde sprechen zwingend dafür, daß der Rieskrater mit zusätzlich nahezu 100 Metern Seesedimenten plombiert wurde.

Summary

The investigation of the fossil remnants of various animal- and plant-groups in the lacustrine sediments in the Nördlingen 1973 bore hole revealed that the Rieslake showed a wide range of salinity down to the limnic region during the Upper Miocene. A predominance of higher concentrations during most of the time is recorded. The different biocoenoses formed during the periods of varying salinity could be reconstructed from the newly found material. Four phases in the development of the lake are documented.

The diagram of changing salinity based on palaeontological evidence agrees with the curve of potassium/sodium ions. It seems probable that especially this group of ions was physiologically active in the lake. The origin of the change in salinity can be explained by climatical and tectoni-

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. RICHARD DEHM, Prof. Dr. WALTER JUNG, cand. geol. RICHARD HÖFLING, Universitäts-Institut für Paläontologie und historische Geologie; Dr. HORST GALL, Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie, Richard-Wagner-Straße 10, 8000 München 2; Dr. HEINZ MALZ, Forschungsinstitut Senckenberg, Senckenberganlage 25, 6000 Frankfurt am Main 1.

cal events. The fossil remains do not favour the assumption the Rieslake turned to freshwater and was finally filled up in the uppermost meters of the sequence drilled. There is only evidence for a slow process of „aging“ of the Lake during the whole sequence. Definite regional evidence is in favour of a filling in of the Ries Crater Lake by nearly 100 m of lacustrine sediments.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	92
2. Algen und pflanzliche Großreste (WALTER JUNG)	92
3. Mollusken (HORST GALL)	95
4. Ostracoden (HEINZ MALZ)	98
5. Insekten (RICHARD HÖFLING)	100
6. Fische (RICHARD DEHM)	102
7. Sonstige Fossilreste (HORST GALL u. WALTER JUNG)	104
8. Auswertung (WALTER JUNG u. HORST GALL)	104
9. Die jüngste Entwicklung des Riessees (HORST GALL u. WALTER JUNG)	106
10. Erläuterung zur Diagrammbeilage	107
11. Angeführte Literatur	108

1. Einleitung

Die Gewinnung der tierischen und pflanzlichen Fossilien aus den im April 1974 dem Münchener Universitätsinstitut für Paläontologie und historische Geologie übergebenen Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 dauerte bis in das Frühjahr 1976. Rund 325 m Seesedimente wurden von Herrn cand. geol. R. HÖFLING Zentimeter für Zentimeter durchsucht, um den Fossilinhalt möglichst quantitativ und kontinuierlich zu fassen. Ging es doch darum, Veränderungen im Wasserchemismus des Riessees auch paläontologisch nachzuweisen. Erste Ergebnisse konnten im Vorbericht 1974 und anlässlich der Ries-Kolloquien 1975 und 1976 der Öffentlichkeit bzw. den übrigen Mitarbeitern an diesem Forschungsprojekt mitgeteilt werden.

Dem Bayerischen Geologischen Landesamt sowie seinem Präsidenten Herrn Prof. Dr. H. VIDAL sei an dieser Stelle nochmals für die Übergabe der Kerne zur Bearbeitung, das Überlassen des Fossilmaterials zur Aufbewahrung wie auch für seine bereitwillige Unterstützung Dank ausgesprochen.

Die Belegmaterialien befinden sich in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie in München unter der Inventar-Nummer 1974 III.

2. Algen und pflanzliche Großreste (WALTER JUNG)

Aus dem Seesediment kam dank der mit Akribie vorgenommenen Fossilsuche von cand. geol. R. HÖFLING eine erstaunliche Fülle von pflanzlichen Großresten zum Vorschein, zu denen die gar nicht mehr zählbaren Belege niederen Pflanzenlebens kommen. Zwei Drittel der Magnofossilien waren unbestimmbare Blattfetzen, Holzsplitter, Stengelfragmente und Häcksel. Als Beweis für das Vorhandensein pflanzlichen Lebens während der gesamten Zeit des Bestehens des Riessees zwar geeignet, lassen diese Reste weitergehende ökologische Schlüsse aber nicht zu.

Ein anderer Teil war besser erhalten, vorerst jedoch nicht bestimmbar, meist aber wenigstens ökologisch auswertbar. Die Ansprache solcher Fossilien muß der Formenkenntnis von Spezialisten überlassen bleiben. Dies gilt für Moose, Tange und vor allem für einzellige Algen wie Diatomeen (Kieselalgen)* und Botryococceen (Ölalgen).

Florenliste

Phycophyta (Algen s. str.)

Diatomales (Kieselalgen), verschiedene Gattungen der Centricae und Pennatae

Chlorococcales, Kolonien einer Gattung der Botryococcaceae (Ölalgen). Diese Algengruppe speichert außer Stärke sehr viel Öl. Sie macht einen bedeutenden Bestandteil der Erdöllagerstätten aus und ist wegen des in bestimmten Teufen festgestellten hohen Bitumengehaltes interessant (vgl. Beitrag JANKOWSKI und Beitrag WEHNER u. HOLLERBACH).

Charales (Armlauchalgen)

Chara molassica STRAUB, Thalli und zahlreiche Gyrogonite

Sphaerochara cf. *ulmensis* (STRAUB) KNOBL., ein Gyrogonit und vielleicht dazugehörige Thalli aus den tiefsten Bereichen (262,16 m).

Rhodophyceae oder (und) Phaeophyceae (Rot- bzw. Braunalgen, „Tange“)

Limnophycus KIRCHH., Thalli diverser Gattungen. In einem Fall scheint eine Zugehörigkeit zu den Rhodophyceae (Ceramiales?) vermutbar.

Phycophyta, class. indet.

Cladophorites sp. (Schlauchalgen), wahrscheinlich zu der Gattung *Cladophora* Kütz. oder *Vaucheria* Dc. gehörig.

Bryophyta (Moose)

Musci (Laubmose), diverse Gattungen akrokarper und pleurokarper Bryidae

Spermatophyta (Samenpflanzen)

Gymnospermae („Nadelbäume“)

Glyptostrobus europaeus (BRGT.) UNG. (Wasserkiefer), ein Zapfen

Pinus sp. (Kiefer), harzreiches Holz

Angiospermae (Blütenpflanzen)

Liliatae (einkeimblättrige Blütenpflanzen)

Sparganium aff. *neglectum* BEEBY (Igelkolben), ein Steinkern

Typha sp. (Rohrkolben), zahlreiche Früchte ohne Haarschopf

Stratiotes kaltennordheimensis (ZENKER) KEILH. (Wasser-Aloe), Samen

aff. *Limnocarpus* nov. sp., sehr zahlreiche Steinkerne mit und ohne Gynophor. Noch nicht beschriebene Art (Endemit? vgl. JUNG 1976) einer ausgestorbenen Gattung, verwandt mit *Ruppia* (Hechtkraut). Über die palökologische Bedeutung dieses obligaten Halophyten vgl. JUNG in BOLTEN et al. 1976.

Cladiocarya nov. sp., Steinkerne. Noch nicht beschriebene Art einer ausgestorbenen Gattung, verwandt mit *Cladium* (Schneiderried).

Cyperaceae (Riedgräser), verdrückte, z. T. sehr kleine (< 1 mm) Früchtchen, wenigstens zwei Gattungen

Liliatae, fam. et gen. indet., schmalere und breitere grasartige Blattreste, u. U. zu angeführten Gattungen gehörig („*Monocotylophyllum*“)

*) Die Algenflora der Rieseesedimente wird derzeit von Frau Dipl.-Geol. H. SCHAUDERNA im Rahmen eines von der DFG geförderten Forschungsprogrammes untersucht. Ihr verdankt der Autor sämtliche Angaben über Diatomeen-Nachweise (vgl. Diagramm).

Magnoliatae (zweikeimblättrige Blütenpflanzen)

Montia sp. (Quellkraut), Samen

Corispermum nov. sp. (Wanzensame), zwei Samen (183,2 m, 185,4 m)

Euryale nodulosa C. et E. REID (Seerose), Samen.

Alle Nachweise gehören dieser aus dem holländischen Pliozän beschriebenen Art (REID u. REID 1915) an, deren Eigenständigkeit bestritten wird (KIRCHH. 1957, TRALAU 1959, vgl. aber auch MIKI 1960).

Podogonium oehningense (KOENIG) KIRCHH., Fiederblättchen einer ausgestorbenen, im Jungtertiär verbreiteten Gattung, verwandt mit der Akazie.

Acer sp. (Ahorn), ein entflügeltes Mericarp

Magnoliatae, fam. indet., Fetzen kleiner, reich innervierter Blättchen („*Dicotylophyllum*“)

Auswertung

(vgl. auch Diagramm Spalte „Plantae“)

Im Gegensatz zu den randnah abgelagerten Rieseetonen von Wemding (BOLTEN et al. 1976) sind in den uferfernen Sedimenten aus der Forschungsbohrung „Nördlingen 1973“ Landpflanzenreste nur sehr selten angetroffen worden (mehrfach lediglich *Podogonium*-Fiederchen, bei 245,1 m und 263,35 m). Eine so gut fundierte Klimaanalyse ist daher aufgrund der im Kernmaterial gefundenen Pflanzenreste nicht möglich. Dafür lassen die reichlich nachgewiesenen Hydro- und Helophyten eine weit gesichere Aussage über die Art ihres Wohngewässers und dessen Entwicklung zu (vgl. Kapitel 8).

Aus Sicht der Paläobotanik sind an dieser Stelle zwei Abschnitte in der See-Entwicklung besonders hervorzuheben:

1. Der Profilschnitt zwischen rund 250 m und rund 130 m (im Diagramm als Abschnitt III ausgeschieden).

Aus diesem Bereich fehlt jeder Hinweis auf das Vorkommen „höherer“ (im system. Sinne) Wasser- und Uferpflanzen. Es fehlen z. B. die typische Salzwasserpflanze *Limnocarpus* (CHANDLER 1964, S. 70) — noch bei 260,64 m und wieder ab 99,10 m belegt — und die oft mit ihr vergesellschaftete (loc. cit.), ab 129,1 m mehrfach nachgewiesene *Cladiocarya* (z. T. synonym mit *Caricoidea* CHANDLER).

Dafür sind nur aus dieser Zeit Algenreste bekannt, die Ähnlichkeit haben mit Vertretern in der Gegenwart hochmariner Phycophyten-Klassen (Rhodophyceae und Phaeophyceae). Gleichartige bzw. sehr ähnliche Reste hat schon vor Jahrzehnten KIRCHHEIMER (1930, 1934 a, b) aus hessischen Tertiärablagerungen beschrieben. Während jener Autor für seine Reste eine eigene Gruppe, die Limnophyceae, schuf, sehe ich keinen Grund, die jetzt gefundenen Reste nicht zu heutigen Algengruppen zu stellen; umso weniger als in einem Falle (bei Teufe 185,25 m) die perlschnurartige Thallus-Gliederung eine Zugehörigkeit zu bestimmten Rhodophyteen (z. B. Ceramiales?) wahrscheinlich macht. Paläobiologisch gibt sich somit dieser Seeabschnitt als Zeit besonders hoher Salinität zu erkennen. Zunächst etwas merkwürdig muß der in dem genannten Bereich alleinige Nachweis verschiedener Laubmoose erscheinen, einer Gruppe, welche gemeinhin für luftfeuchte Standorte bezeichnend ist. Eine solch hohe Luftfeuchtigkeit ist aber in Anbetracht der starken Eindampfung des Sees gerade in jenem Zeitabschnitt nicht wahrscheinlich. Es

dürfte daher richtig sein, in den Moosen halophile und trockenresistente Arten zu sehen, wie sie z. B. WENDELBERGER (1950, S. 81) aus der Umgebung des Neusiedler Sees erwähnt. Insgesamt muß für den genannten Zeitabschnitt das Fehlen eines typischen Röhricht- und Ufergehölzgürtels, aber auch einer ausgedehnten mesophilen Vegetation abseits des Ufers angenommen werden. Diese Vorstellung, daß während jener Zeit nur eine xeromorphe Vegetation in der Umgebung des Riesees wuchs, findet ihre Bestätigung in dem Nachweis der Landschnecke *Granaria* cf. *antiqua noerdingensis*, einer „bezeichnenden Bewohnerin trockener und sonniger steppenartiger Standorte“ (vgl. Kapitel 3). Damit harmoniert auch der erstmalige Nachweis von Samen einer Chenopodiacee, einer noch unbeschriebenen fossilen *Corispermum*-Art, bei rund 180 m. Er ermöglicht eine über die aufgrund von Pollenfunden erreichbare hinausgehende Zuordnung. Außerdem läßt die heutige Hauptverbreitung dieses Genus in den Steppen und Halbwüstengebieten Asiens auf ein ausgeprägtes Trockenklima schließen. Eine Annahme, die schon die Wemdingen Pflanzenreste (JUNG in BOLTEN et al. 1976) und die in verschiedenen Teufen nachweisbaren Trockenrisse (233,1 und 136,8 m; GALL, JUNG u. DEHM 1974, S. 55), die Regentropfeneindrücke (164,0 u. 164,3 m) sowie Beobachtungen an Insekten (vgl. Kapitel 5) wahrscheinlich machten.

2. Einen Gegensatz zu dem oben behandelten Seeabschnitt stellt der zeitliche Bereich dar, welcher im Diagramm mit Abschnitt IV b ausgeschieden ist. Hier sind wenigstens zeitweise die typischen Pflanzengesellschaften eines eutrophen Sees angedeutet: submerse *Chara*-Wiesen in den tieferen Bereichen, am Rande, vor dem *Typha*-Röhricht, ein Schwimmblattgürtel mit *Euryale* und *Stratiotes*, am Ufer Gehölzgruppen mit *Glyptostrobus*. Entsprechend der Salzempfindlichkeit der heutigen *Typha*-Arten (LUTHER 1951) kann für die betreffenden Teufen (um 11,70 m, zwischen 15,60 und 15,50 m, zwischen 39,0 und 36,8 m und wohl auch zwischen 52,0 und 51,5 m) höchstens eine Wasser-Salinität von 3—4 ‰ in Betracht gezogen werden. Aber, dies muß hervorgehoben werden, bis zum oberen Ende des brauchbaren Kernmaterials (9,05 m) ist belegt — zuletzt bei 11,40 m —, daß diese normale Zonierung der Vegetation immer wieder durchbrochen wurde durch das Vordringen von Halophyten-Gesellschaften, nämlich Ruppiaceen-Schwaden im Wasser (Salinität 6 ‰ bis 8 ‰) und Chenopodiaceen-Flächen am Ufer (vgl. hierzu Beitrag v. d. BRELIE).

3. Mollusken (HORST GALL)

Die obermiozänen Riesee-Ab lagerungen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 lieferten eine insgesamt arten- und individuenarme Molluskenfauna.

Schalenbruchstücke (6) von Muscheln bleiben auf eine geringmächtige Sedi mentfolge der höheren pelitischen Serie (vgl. GUDDEN 1974) beschränkt (51,35 bis 49,0 m), Schnecken sind von Teufe 284,28 m (eingeschwemmte Landschnecke; entdeckt durch B. JANKOWSKI, Bochum) bis Teufe 10,80 m herauf belegt. Die Landschnecken liegen ausschließlich in Einzel exemplaren vor, die Wasserschnecken hingegen erscheinen in einzelnen Horizonten der pelitischen Serie — um Teufe 260 m oder zwischen ca. 30 und 40 m — Schichtflächen bedeckend, fehlen aber unterhalb 271,5 m und auffallenderweise auch mitten im Profil der Kraterfüllung (zwischen ca. 250 und 130 m).

Trotz Verdrückung und Bruchstück-Erhaltung ließen sich folgende Taxa bestimmen (zum Vergleich wurde Material der Bayerischen Staatssammlung und der Herren Dr. D. MÜLLER und Dipl.-Geol. R. BOLTEN, beide München, aus Kalken des Riesees und Altmühl-Rezat-Sees herangezogen):

A. Muscheln (Bivalvia)

1. *Unio* sp.
2. Unionidae gen. et sp. indet.

B. Schnecken (Gastropoda)

Landschnecken:

3. *Discus euglyphoides undorfensis* (CLESSIN)
4. *Leucochroopsis* vel *Klikia* sp.
5. *Granaria* cf. *antiqua noerdingensis* (KLEIN)

Wasserschnecken:

6. *Radix* cf. *socialis dilatata* (NOULET)
7. *Planorbarius* cf. *cornu mantelli* (DUNKER)
8. *Gyraulus* cf. *albertanus* (CLESSIN)
9. *Gyraulus trochiformis kleini* (GOTTSCHICK u. WENZ)
10. *Ancylus* sp.
11. *Hydrobia* aff. *elongata* (FAUJAS)
12. *Hydrobia trochulus* SANDBERGER
13. *Theodoxus* cf. *doderleini pervariabilis* (SACCO)

Eine systematische Faunenbearbeitung konnte in diesem Rahmen nicht erfolgen; nur die taxonomisch wie ökologisch besonders interessante Art *Hydrobia* aff. *elongata* (FAUJAS) sei kurz aufgegriffen.

Diese Art, von der vor allem aus der Kernstrecke zwischen 33,75 und 33,70 m mehrere vollständig erhaltene Schalenexemplare vorliegen, unterscheidet sich von der aus dem Ries-Obermiozän gut bekannten Spezies *H. trochulus* durch ein viel schlankeres, spitz-kegelförmiges (nicht angedeutet eikegelförmiges) Gehäuse, eine relativ niedrigere Mündung sowie etwas bedeutendere Größe mit stärker gewölbten und zahlreicheren (bis 7) Umgängen. In diesen Merkmalen übertrifft sie selbst die ihr morphologisch am nächsten stehende Art *H. elongata* aus dem Mitteloligozän — Untermiozän des Mainzer Beckens (vgl. LUDWIG 1865). Aus diesem Grunde und wegen der beträchtlichen Altersdifferenz sollen die Ries-Exemplare dieser Art vorerst auch nicht direkt zugeordnet werden.

Das Alter der untersuchten Seesedimente kann aufgrund der eingeschwemmten Landschnecken auf Obermiozän eingeschränkt werden; durch paläobotanische Befunde ist die noch erhaltene Rieskraterfüllung biostratigraphisch jedoch bereits auf Obertorton bis Untersarmat präzisiert (vgl. GALL, JUNG u. DEHM 1974; BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

Die Rekonstruktion der ökologischen Verhältnisse während der Sedimentationsdauer der Riessee-Ablagerungen stützt sich neben pflanzlichen Magnofossilien besonders auf die Mollusken.

Umweltsprüche rezenter Mollusken-Arten werden hierbei auf konchyologisch nahestehende fossile Taxa übertragen, wobei allerdings berücksichtigt werden muß, daß Arten heute ausgestorbenen Genera angehören können, so daß keine direkten Vergleiche möglich sind und daß vor allem auch bei verwandten rezenten Arten große Unterschiede in den Ansprüchen bestehen (vgl. LOŽEK 1964). Zudem kann gerade eine aus einem Bohrkern ermittelte Faunenzusammensetzung von der tatsächlichen durchaus stärker abweichen. Trotz dieser Schwierigkeiten gestatten solche Faunenanalysen brauchbare qualitative, aber auch — mit einigen Vorbehalten — quantitative Aussagen.

Wegen geringer Arten- und Individuenzahl der postmortal in den Ablagerungsraum eingeschwemmten Landschnecken (Fossilisten-Nr. 3.—5.) lassen sich in der unmittelbaren Umgebung sowie in dem noch zum Einzugsgebiet gehörenden Hinterland des Riesees einzelne Biotope zwar belegen, nicht aber zahlenmäßig fassen.

Als bezeichnende Bewohnerin trockener und sonniger, steppenartiger Standorte darf *Granaria* (Teufe 252,75 m) betrachtet werden, deren meiste rezente Vertreter — z. B. *Granaria frumentum* (DRAPARNAUD) — derartige Biotope bewohnen (vgl. LOZEK 1964). In lichten Wäldern und Gebüschern verschiedener Art, bei hinreichender Deckung auch im offenen Gelände, d. h. an Standorten mit mesophiler Prägung, dürften die Helicide (4.) und *Discus* gelebt haben. Damit ist auch der Biotop der im kalkigen Riesmiozän dominierenden Landschnecken-Art *Cepaea sylvestrina* (SCHLOTHEIM) umrissen, die aber in der Bohrung selbst nicht nachgewiesen ist. In den Teufen 284,28 bzw. 169,7 m sind die eingeschwemmten Landschnecken über lange Kernstrecken die einzigen Molluskenfunde.

Die ökologischen Verhältnisse des Ablagerungsraumes im Rieskrater werden durch die Wasserorganismen (1.—2., 6.—13.) charakterisiert.

Bei über weite Kernstrecken einzeln auftretenden Formen (*Hydrobia* um Teufe 129 bzw. 252 m, *Theodoxus*) ist eine Verdriftung innerhalb des Riesseegebietes nicht ganz auszuschließen.

Als zuverlässige Zeugen einer zumindest zeitweilig erhöhten Salinität des Riesees dürfen die Hydrobiden betrachtet werden (vgl. HOLLAUS 1969; GALL, JUNG u. DEHM 1974; BOLTEN, GALL u. JUNG 1976), die in den oberflächlich anstehenden Kalken des Riesees gesteinsbildend in der Regel die einzige und auch in den Tonen der Bohrung die häufigste Wasserschneckenart darstellen. Rezente Vertreter der Hydrobiden besiedeln bevorzugt gut durchlüftete, größere Gewässer mit deutlich brackigem Einschlag.

Die beiden belegten Hydrobiden-Arten haben wahrscheinlich voneinander stärker abweichende Salzgehaltsansprüche. *H. trochulus* ist nach SANDBERGER (1870/75, 628) mit der rezenten — gehäusemorphologisch ähnlichen — Hydrobiide *Peringia ulvae* (PENNANT) verwandt, die nach EHRMANN (1933) auf einen relativ hohen Salinitätsgrad von 10 ‰ und mehr angewiesen ist. Nach REMANE u. SCHLIEPER (1958) hat diese rezente Form eine Salzgehaltsuntergrenze von 8—6 ‰ und stellt damit noch einen extremen Vertreter der euryhalinen Meeresorganismen (i. S. v. REMANE u. SCHLIEPER 1958) dar. Für die fossile Art *H. trochulus* wird die Annahme derartiger ökologischer Ansprüche auch dadurch gestützt, daß sie fast durchwegs als alleinige Wasserschnecke, höchstens zusammen mit anderen Brackwasserorganismen (vgl. Tab. 1), im Riessee auftritt und nie zusammen mit eigentlichen Süßwassergastropoden, die zumeist auch salzwasserverträglich bis immerhin 3 ‰ sind (vgl. unten). Sedimentbereiche, die dann selbst *H. trochulus* nicht mehr führen, dürften unter einem für höhere Organismen feindlichen Milieu (> ca. 15—18 ‰) im Riessee abgelagert worden sein.

Die Salinitätsansprüche von *H. aff. elongata* sollten deutlich geringer gewesen sein und sich etwa in demselben Bereich wie die der — konchyologisch nahestehenden — rezenten *H. ventrosa* (MONTAGU) mit 1—10 ‰ (vgl. EHRMANN 1933) bewegt haben. Bestätigt wird dies durch ihr Auftreten in der Bohrung einerseits zusammen mit *H. trochulus*, andererseits aber auch mit „reinen“ Süßwassergastropoden (*Gyraulus*, *Planorbarius*, *Radix*), deren rezente Vertreter Salzgehalte bis ca. 3 ‰, solche des Genus *Radix* sogar bis 13,7 ‰ vertragen (vgl. REMANE u. SCHLIEPER 1958).

Wo demnach im Profil der Forschungsbohrung Hydrobiden überliefert sind, muß sich das Ablagerungsmilieu zumindest im Bereich des Brackwassers (Oligohalinikum bis mindestens Mesohalinikum i. S. v. REMANE u. SCHLIEPER 1958, bei Annahme eines chemisch „gewöhnlichen Brackwassers“) bewegt haben.

Probleme der Herkunft und des Chemismus des Brackwassers werden auch bei GALL, HOLLAUSS u. TRISCHLER (1976) und vor allem BOLTEN, GALL u. JUNG (1976) diskutiert.

Die doppelklappig erhaltenen und somit wahrscheinlich nicht postmortal verschwemmten Großmuscheln aus der Familie der Unionidae hingegen belegen — zusammen mit Gastropoden, Fischen und Pflanzen — Phasen ganz unzweifelhafter, reiner Süßwasserverhältnisse (bis höchstens oligohaliner Brackwasserverhältnisse) im Riessee in einem Ausmaße, wie sie vor Niederbringung der Bohrung auch nicht annähernd zu vermuten waren. Die rezenten Unioniden sind anspruchsvolle und sehr empfindliche Süßwassermuscheln in größeren Gewässern mit meist klarem, sauberem Wasser. Obwohl sie insgesamt als recht brackwasserfeindlich gelten, wird für einige Vertreter dennoch Salzwasser-Verträglichkeit bis etwa 3 ‰ angegeben (vgl. REMANE u. SCHLIEPER 1958).

Muscheln aus der Familie der Cyrenidae sind — sicherlich wegen der für diese salzempfindlichen, limnisch-stenohalinen Formen zu hohen Salinität im Riessee — nicht nachgewiesen. Übersichtsbestimmungen (vgl. GUDDEN 1974, 26), die sich möglicherweise darauf beziehen, konnten nicht bestätigt werden.

Insbesondere anhand der etwas häufigeren (vor allem die Art 9.) Süßwassergastropoden können einzelne limnische Phasen in den Riessee-Peliten ausgegliedert werden.

Die Lymnaeiden (6.) und Planorbiden (7.—9.) charakterisieren, wie ihre rezenten Verwandten, ein pflanzenreiches, stehendes, z. T. sehr seichtes oder gar in periodische Sümpfe übergehendes Gewässer. *Ancylus* und *Theodoxus* dürften als ausgesprochene Taxa der fließenden Gewässer in der wellenbewegten Uferzone des Riessees oder im Bereich von Inseln in sauerstoffreichem und reinem Wasser gesiedelt haben. Aber auch diese typischen Limnobionten schließen eine schwächere Salinität nicht aus, denn ihre rezenten Vertreter vertragen Salzgehalte bis 3 ‰, die von *Radix* bzw. *Theodoxus* sogar bis 13,7 ‰ bzw. 18 ‰ (vgl. REMANE u. SCHLIEPER 1958).

4. Ostracoden (HEINZ MALZ)

Die mir zur Bearbeitung überlassenen Ostracoden aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 stammen aus insgesamt 17 Proben (siehe Tab. 1). Die Mehrzahl der Proben (14) belegt dabei nur den Bereich oberhalb 100 m; für die tieferen Profilabschnitte ist der Ostracoden-Nachweis aber so lückenhaft, daß er pauschal eigentlich nicht mehr als genügend aussagekräftig für die unterhalb 100 m durchteufte Schichtenfolge gelten kann. In dem gesamten untersuchten Material der Kernfolge läßt sich keine besondere stratigraphische Änderung erkennen. Außerdem ist auch kein Wechsel der ökologischen Verhältnisse feststellbar.

Die nachgewiesenen Ostracoden gehören durchweg *limnophilen* Gattungen an, deren jeweiliges Artenspektrum auch im rezenten Bereich meist durch eindeutige Süßwasserbewohner belegt ist. Wenn somit bereits mit der Gattungsbestimmung der Ostracoden die ökologische Aussage ziemlich eindeutig — zwar nicht über die gesamte erbohrte Schichtenfolge, wohl aber über die ostracodenführenden Gesteinslagen — und verbindlich geklärt werden kann, läßt sich aus ihrer artlichen Bestimmung eine ebensolche Aussagekraft für die stratigraphische Einstu-

fung dieser Schichten erhoffen. Dazu bietet auch die gute Erhaltung der Stücke in einigen Lagen sogar die beste Voraussetzung. Trotzdem konnten aber keine der bis jetzt aus dem Nördlinger Gebiet und seiner weiteren Umgebung bekannten Arten aus Oberflächen-Proben in dem Kernmaterial identifiziert werden. Eigens zum Vergleich herangezogene ähnliche und auch etwa altersgleiche Arten aus der Ulmer Gegend (Belegstücke zu STRAUB 1952) sowie aus dem Steinheimer Becken (Vergleichsmaterial zu SIEBER 1905) reichen bestenfalls für aff.-Bestimmungen. Selbst die aus den oberflächennahen Nördlinger „Cypris-Kalken“ bekannte und für das Ries sogar typische, ja markante — weil großwüchsige („1,30 mm“) und inverse („R > L“) — „*Cypris risgoviensis*“ ist in dem vorliegenden Kernmaterial nicht belegt.

Tabelle 1

Ostracoden-Vorkommen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Es bedeuten: ss = sehr selten; s = selten; ns = nicht selten; h = häufig; m = massenhaft. Die in dieser Tabelle ausgewerteten Stücke sind in der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie hinterlegt. Von den mit * gekennzeichneten Vorkommen befinden sich außerdem einige Belegstücke im Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/M.

Occurrence of ostracods in the research drilling Nördlingen 1973.

Ostracoden	<i>Cypridopsis</i> sp.	<i>Cypris</i> sp.	<i>Candona</i> sp.	<i>Potamocypris</i> sp.	<i>Ilyocypris</i> sp.	<i>Darwinula</i> sp.
Teufe						
11,40 m	ss	—	h*	—	ss	—
27,10—27,20 m	ss	s	—	—	s	—
28,25 m	s	ss	—	—	ss	—
33,65 m	m*	s	—	—	ss	s
36,80 m	ns	—	ss	ns	—	—
38,00 m	—	—	h*	s	—	—
39,00—39,50 m	—	—	ss	—	—	ss
45,70 m	s*	ss	—	—	—	—
48,00 m	s	ss	—	—	ss	—
52,60 m	—	ss	—	ss	ss	—
53,60 m	—	ss	—	s	—	—
54,40 m	—	s*	—	m*	—	—
61,35 m	—	—	—	ns	—	—
96,00 m	—	ss	—	ns*	ns*	—
119,40—119,60 m	—	—	m*	—	—	—
262,20 m	ss	ns	—	—	—	—
267,50 m	ss	—	—	—	—	—

Dieser Ostracoden-Befund muß einerseits entmutigen, weil sich innerhalb des erfaßten Profils keines der Stücke mit Sicherheit an eine bereits bekannte Art anschließen läßt und deshalb auch keine einwandfreie, detaillierte Alterseinstufung der durchteuften Schichten möglich ist. Andererseits können aber gerade die nachgewiesenen limnischen Ostracoden wahrscheinlichmachen, daß das Ries-Profil in seiner Abfolge bisher einmalig dasteht und ihm ein zeitgleiches ökologisches Pendant in „benachbarten“ Oberflächen-Aufschlüssen vorerst nicht zur Seite gestellt werden kann.

Aus den „Beziehungen“ der Ostracoden zu bekannten älteren und jüngeren Arten läßt sich bisher lediglich ein „Annäherungswert“ für die Datierung ableiten, der jedoch durch die Aussage „? Helvet — tiefes Torton“ stratigraphisch genügend eingengt erscheint.

5. Insekten (RICHARD HÖFLING)

Aus der ca. 260 m mächtigen pelitischen Serie der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 konnten über 200 Insektenreste gewonnen werden, von denen mehr als die Hälfte aufgrund mangelnder Erhaltung unbestimmbar war. Die übrigen Fossilien ließen allenfalls eine sichere Bestimmung der Familie oder Subfamilie zu, in einigen Fällen sogar nur die Zuweisung zur Ordnung.

Für die zahlreiche mir erwiesene Hilfe bei der Bestimmung der Insektenreste bin ich den Herren Dr. F. KÜHLHORN, Dr. F. REISS, Dr. G. SCHERER und Dr. W. DIERL von der entomologischen Abteilung der Bayerischen Zoologischen Staatssammlung zu großem Dank verpflichtet.

F a u n e n l i s t e

- Ordnung Odonata (Libellen)
 - Unterordnung Anisoptera (Großlibellen)
 - fam. et gen. indet.: zahlreiche Larven, ein Flügelrest
- Ordnung Thysanoptera (Fransenflügler, Blasenfüße)
 - Familie Thripidae
 - Gattung: aff. *Thrips*: 1 Imago
- Ordnung Hemiptera (Schnabelkerfe)
 - Heteroptera (Wanzen)
 - Hydrocorisae (Wasserwanzen): 1 Larve
 - Familie Notonectidae (Rückenschwimmer): 4 Imagines
 - gen. indet.
 - Geocorisae (Landwanzen): 1 Larve
 - Familie Pentatomidae:
 - gen. indet.: 3 Imagines
- Ordnung Coleoptera (Käfer)
 - fam. et gen. indet.: einige Reste von landbewohnenden Käfern, eine isolierte Flügeldecke.
- Ordnung Hymenoptera (Hautflügler)
 - Gruppe Terebrantia (Schlupfwespen)
 - Familie Braconidae (Brackwespen)
 - gen. indet.: einige Imagines
- Ordnung Diptera (Zweiflügler)
 - Unterordnung Nematocera
 - Familie Chironomidae (Zuckmücken)
 - Unterfamilie Chironominae
 - Gattung: cf. *Chironomus*: mehrere Imagines

Ökologie

Unter den erwähnten Insekten sind im Hinblick auf die Rekonstruktion des Riesee-Biotops vor allem die Libellenlarven, Wasserwanzen und Zuckmücken ökologisch aussagekräftig.

Rezente Odonatenlarven leben in ruhigen, stehenden, trög oder auch rasch dahinfließenden Gewässern unterschiedlicher Tiefe und schwankender Temperatur. Speziell flache und breite Larven, wie sie im Riesee ausschließlich vorkommen, sind Grundbewohner, die sich fast vollständig in schlammiges Substrat eingraben (vgl. KAESTNER 1973, S. 335, Abb. 7.4). Sie überdauern auch längeres Austrocknen ihrer Gewässer, wobei sich viele Individuen an noch relativ feuchten Stellen zusammenscharen (ROBERT 1959). Schichtbedeckendes Auftreten von Libellenlarven auf einigen Bohrkernstücken legt die Vermutung nahe, daß im Riesee wenigstens vorübergehend Schlammgrund vorherrschte und Austrocknungsphasen nicht ausgeschlossen werden können — Trockenrisse weisen darauf hin. Ferner vertragen die Larven von Odonaten auch brackiges Wasser gut. Man hat sie in Salzteichen und Kanälen beobachtet, die ins Meer münden, ebenso auf der Insel Lido (Venedig), wo sich kein Süßwasser findet (ROBERT 1959). REMANE nennt einige euryhaline Odonatenlarven sogar aus Gewässern mit über 12 ‰ Salzgehalt und zählt relativ viele Arten auf, deren Larven im Brackwasser des Bereichs 3—6 ‰ leben (REMANE u. SCHLIEPER 1958, S. 86). Diese Tatsache verdient insofern besondere Beachtung, als sowohl von botanischer wie auch malakologischer Seite (siehe Kapitel 2 u. 3 sowie BOLTEN, GALL u. JUNG 1976) gezeigt werden konnte, daß zumindest zeitweise der Riesee ein brackischer Endsee war.

Mit den Wasserwanzen der Familie Notonectidae verhält es sich ähnlich wie mit den Libellenlarven, nur halten sich bei ihnen sowohl die Larven als auch die Imagines im Wasser auf mit Ausnahme von einzelnen Flügen zu anderen Teichen (KAESTNER 1973). Auch hierbei haben wir es mit normalerweise limnischen Insekten zu tun, die aber euryhalin und somit brackwasserverträglich sind. Die Notonectiden lieben außerdem Gewässer mit starker Sonneneinstrahlung (GRASSÉ 1951, S. 1738), eine Eigenschaft, die für den Riesee aufgrund paläoklimatologischer Untersuchungen zugetroffen hat (BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

Im Gegensatz zu den bisher erwähnten beiden Insektengruppen mit fakultativem Auftreten im Brackwasser, dokumentieren die Chironomiden durch ihr gehäuftes Auftreten einen relativ stark salzhaltigen Abschnitt des Riesees, der außerdem nur durch die zwei salinaren Algenklassen Phaeophyceae und/oder Rhodophyceae belegt ist (vgl. Kap. 2). Die erhalten gebliebenen Fossilreste sind eingeschwemmt worden, handelt es sich doch ausschließlich um Imagines, deren Larven sich aber zweifelsfrei im Riesee entwickelt haben, da sie dort die notwendigen ökologischen Voraussetzungen vorfanden. Bei den rezenten Zuckmücken unterscheidet REMANE sowohl limnisch-euryhaline Formen, die bis 8 ‰ Salzgehalt gehen, als auch halobionte bzw. halophile Typen, d. h. solche, die im Salzwasser einige besondere Formen ausgebildet haben und deren Verwandte im Süßwasser leben; darunter finden sich einige charakteristische Brackwasserarten, deren Salinitätsgrad zwischen 8 und 15 ‰ liegt (REMANE u. SCHLIEPER 1958). Solche Chironomiden besiedeln neben dem Brandungsufer Strandseen am Meer, Salztümpel, aber auch binnenländische Salzseen, wo sie z. T. noch viel höhere Salz-

gehalte vertragen können. Jedoch muß erwähnt werden, daß der Riessee nach bisherigen Untersuchungen kein „gewöhnliches“, chloridisches Brackwasser war (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976), sondern die Dominanz eines anderen Ions eine abweichende Brackwasserzusammensetzung bewirkte, was sich im Profilabschnitt mit den Chironomidenvorkommen durch einen erhöhten Natriumgehalt äußert (vgl. Beitrag FÖRSTNER, ds. Bd.). Die Tatsache, daß sich diese Mücken ebenso in lange zugefrorenen Gletscherseen wie auch in heißen Quellen von 40 bis 50° C, in Schwefelquellen und sehr sauerstoffarmen, schlammigen Gewässern entwickeln können, unterstreicht, daß Chironomidenlarven u. a. Besiedler von Extrembiotopen sind (KAESTNER 1973). Ein solcher muß auch für den erwähnten Abschnitt des Riessees angenommen werden, ein Habitat also, das sich für die meisten Pflanzen und Tiere als lebensfeindlich erwies.

Die übrigen Insektenreste sind von außen, meist aus ufernahen Bereichen in den See gelangt, so einige Landwanzen aus der Familie Pentatomidae, die heute als Pflanzensaftsauger und Pollenfresser auf Kräutern und Bäumen leben, sowie der Flügelrest einer Großlibelle, ferner die Flügel eines Käfers, einige rundlich aussehende, landbewohnende Coleopteren in fragmentärem Erhaltungszustand, sowie zahlreiche kleine Dipteren. Ebenso verdienen einige fast vollständig erhaltene Schlupfwespen der Familie Braconidae Erwähnung, vor allem wegen ihrer besonderen Lebensweise, da sie bei der Eiablage bereits die in Holzstämmen parasitierenden Arthropodenlarven anstechen. Nicht unerwähnt bleiben soll schließlich eine Imago der Familie Thripidae der Thysanopteren, deren rezente Vertreter meist auf Bäumen leben.

6. Fische (RICHARD DEHM)

Beim Zerklopfen der Bohrkerne kamen dank der auch auf die kleinsten Zähnchen gerichteten Aufmerksamkeit von Herrn HÖFLING rund 250 Reste von Fischen zum Vorschein: Meist einzeln ins Sediment eingelagerte Schlundzähnnchen, nicht näher ansprechbare Wirbelchen, einige zerbrochene Otolithen, Schuppen, Knochenbruchstücke, wenige noch zusammenhängende Wirbelreihen mit Rippen und Flossen; nur von einem kleinen, höchstens 5 cm langen Fischchen und nur in den Teufen von 261,82—248,3 m sind vollständige Skelette überliefert. Daß in den geringen Teufen die Fischreste zerfallen eingebettet liegen, zeigt eine gewisse Wasserbewegung an, allerdings keine so starke, die in der Lage gewesen wäre, auch Knochen oder Zähnchen von Landwirbeltieren so weit hinein in den Riessee zu bringen; denn von solchen ist keine Spur in den Bohrkernen entdeckt worden.

Zwei ganz verschiedene, auch in ihrem Auftreten im Bohrprofil unterschiedliche Fisch-Familien sind nachweisbar: 1) Cottidae, Groppen, in den Teufen 273,3 bis 248,3 m; 2) Cyprinidae, Weißfische, von Teufe 121,9 bis Teufe 11,4 m; dazu kommt 3) ein kleiner Raubfisch in Teufe 39,5—39,0 m.

1) *Cottidae*, *Groppen*. Es sind meist vollständig eingebettete Fischchen von 30—50 mm Länge, mit langer gerundeter Schwanzflosse und mit verhältnismäßig großem Kopf, der auffallende Otolithen und äußerst feine, einspitzige Zähnchen von höchstens 0,2 mm Länge und 0,05 mm Dicke aufweist. Gestalt und Größe sind — nach Abbildungen zu schließen — dem *Lepidocottus brevis* (SAUVAGE 1875) ähnlich, der sehr selten in den obermiozänen Süßwasser-

mergeln von Öhningen gefunden worden ist. Die Stücke aus der Nördlinger Bohrung stimmen überein mit denjenigen aus Riesseetonen der Bohrung Wörnitzostheim, Teufe 10,2—10,3 m, über die folgendermaßen berichtet wird (E. HOLLAUS 1969, S. 22):

„Frau Dr. OBERGFELL übernahm . . . die Bestimmung der z. T. gut erhaltenen Fischreste . . . Auf Grund der äußeren Form . . . und der Ausbildung der Otolithen handelt es sich um einen Angehörigen der noch in der Gegenwart vertretenen Gattung *Pomatoschistus* GILL 1863 (*Gobius partim*). Otolithen ähnlichen Baues sind aus den Cyrenenmergeln und den Hydrobienschichten des Mainzer Beckens und aus dem rumänischen Sarmat bekannt . . . Der Lebensraum ist vorwiegend brackisch und ufernah, seltener im Süßwasserbereich. In den Seetonen, die beim Bau der Kläranlage Wemding . . . zu Tage gefördert wurden, fand Herr Dipl.-Geol. R. BOLTEN einige Fische vermutlich derselben Gattung . . .“ (vgl. auch BOLTEN, GALL u. JUNG 1976, S. 89).

2) *Cyprinidae*, Weißfische. Während die Wirbelreihen mit Rippen und Flossenansätzen, die isolierten Wirbel und Knochenreste nur auf Teleostei, Knochenfische, im allgemeinen schließen lassen, geben Schuppen und insbesondere Schlundzähnen Kunde von der Anwesenheit einiger Gattungen — Artbestimmung ist nicht möglich — von Cypriniden. Aus Schlundzähnen (vgl. F. KINKELIN 1884, E. RUTTE 1962, W. WEILER 1928 und 1960) kann auf folgende Gattungen geschlossen werden:

Leuciscus, Plötze-Verwandte, am häufigsten;

Scardinius, Rotfeder-Verwandte, mehrfach;

Gobio, Gründling-Verwandte, vereinzelt;

Aspius, Rapfen-Verwandte, vereinzelt;

Serrodens, ausgestorbene Form, aus den obermiozänen Seeab lagerungen von Öhningen bekannt.

Leuciscus, *Scardinius*, *Gobio* und *Aspius* sind verbreitete Süßwasserfische, die heute gleichermaßen Seen und Flüsse bewohnen; sie sind in obermiozänen Seeab lagerungen Süddeutschlands (Öhningen bei Radolfzell am Bodensee, Steinheim bei Heidenheim a. d. Brenz, Viehhausen bei Regensburg, Aumeister bei München) mehrfach, am häufigsten *Leuciscus* und *Scardinius*, nachgewiesen worden.

3) *Raubfisch*? Ein einzelnes, einspitziges, leicht gebogenes Zähnchen stammt wahrscheinlich von einem kleinen Raubfisch.

Die Verteilung der Fisch-Familien in den Riesee-Sedimenten der Bohrung Nördlingen ergibt drei aufeinanderfolgende Phasen: Teufe 273,3 bis 248,3 m: fast ausschließlich der *Cottidae*-Vertreter („*Pomatoschistus* GILL 1863“); Teufe 248,3—144,1 m: Fehlen jeglicher Fischreste; Teufe 144,1—11,4 m: nur *Cyprinidae*, zeitweise reichlich. Da die *Cottidae* heute in der Mehrzahl in marinen und brackischen Bereichen leben, und da in den unteren Teufen der Bohrung die Süßwasser bewohnenden *Cyprinidae* fehlen, dürfte es nicht verfehlt sein, für diese Phase des Riesees einen höheren Salzgehalt anzunehmen.

Während in der Verteilung der Wasserpflanzen und der Wasserschnecken auch in den oberen Schichten noch Phasen höheren Salzgehaltes des Riesees bemerkbar werden, ist das bei den Fischen nicht der Fall; der kleine *Cottide*, der für die Teufen um 260 m charakteristisch ist, kommt oberhalb 248,3 m nicht mehr vor. Man wird an Folgendes denken müssen: Süßwasserfische hatten, waren sie einmal da, auch jene Zeiten, in denen der See selbst für sie zu salzreich geworden war, in

den Zuflüssen am Seerande überstehen können; wie ihre auch in ungünstigen Lagen gefundenen Schlundzähnechen zeigen, sind sie selbst zu diesen Zeiten, lebend oder als Leichen in den See gelangt; der Cottide aber hatte offenbar, wenn im See der Salzgehalt für ihn in unerträglicher Weise gestiegen war, keine Überlebenschmöglichkeit in der Nähe; er hätte in den isolierten Riessee aus größerer Entfernung wieder eingeführt werden müssen.

7. Sonstige Fossilreste (HORST GALL u. WALTER JUNG)

Porifera (Schwämme)

Spongillidae gen. indet. (Süßwasserschwämme),
monaxone Nadeln (Teufen 15,5; 37,90 u. 45,6 m) und Gemmulae (zwischen 14,90 und 15,60 m;
Dünnschliff und freundlich erteilte Auskunft Frau Dr. WOLF, Krefeld).

Ichnofossilien

Würmer oder Arthropoden,
Gangfüllungen von grabenden Tieren (Teufen 54,2; 56,0; 240,4 m)
? Fische,
cm-lange Kotballen, wahrscheinlich von Fischen (zwischen Teufe 258,1 und 258,2 m gehäuft).

8. Auswertung (WALTER JUNG u. HORST GALL)

Die aus den 324,5 Kernmetern — vorwiegend aus den feinrhythmisch geschichteten Tonen und Tonmergeln — zu Tage gefördertten Fossilreste überschreiten insgesamt, auch ohne Einbeziehung der Diatomeen und Ostrakoden, die Zahl 1000. Wegen mangelhafter Erhaltung war nur ein Teil der Reste bestimmbar. Gleichwohl ermöglichen sie vor allem hydrobiologische, weniger paläoklimatologische und biostratigraphische Aussagen.

Beschreibend systematische Beiträge sollen zum Teil an anderer Stelle veröffentlicht werden. Ostrakoden und Diatomeen — beide stellen zahlenmäßig das Hauptkontingent der nachgewiesenen Fossilien — sind noch nicht abschließend bearbeitet.

Dessen ungeachtet erlauben die gefundenen Fossilien schon jetzt eine Gliederung der Riessee-Sedimente auf paläontologischer Grundlage.

Vier Abschnitte sind deutlich erkennbar (vgl. Beilage 1):

A b s c h n i t t I (324,5—273,3 m)

Es ist dies eine Zeit, für die keinerlei Wasserleben belegt ist. Der See war für Lebewesen anscheinend noch nicht besiedelbar (mögliche Gründe: unruhige, gröberklastische Sedimentation, Restwärme aus Suevit, zu hoher Salzgehalt). Die eingeschwemmte Landschnecke (Teufe 284,28 m) hingegen zeigt, daß in der Umgebung des Riessees die verheerenden Folgen des Meteoriteneinschlages bereits überwunden waren.

A b s c h n i t t II (273,3—252,0 m)

Dieser verhältnismäßig kurze Zeitraum ist gekennzeichnet durch einen anscheinend häufiger wechselnden Salzgehalt des Seewassers. Dementsprechend lebten in ihm bald Limnobionten, bald Brackwasserpflanzen und -tiere. Entsprechend dem Verhalten ihrer heutigen Verwandten kann bei Aussüßung mit einem maximalen Salzgehalt von 3 ‰, in den stärker salinaren Phasen dieses Abschnitts mit Werten zwischen 3 ‰ und 8 ‰, bei Auftreten von *Hydrobia trochulus* sogar mit über 8 ‰ gerechnet werden.

A b s c h n i t t III (252,0—136,0 m)

Dieser Abschnitt umfaßt die biologisch interessanteste Zeitspanne. Es sind fast nur Organismen nachgewiesen, deren Verwandte heutzutage in Mehrheit im starken und stärksten Salzwasser bzw. in biologisch ähnlich zu bewertenden Extrembiotopen leben. Dies gilt für die „Tange“ ebenso wie für die Zuckmücken (vgl. Kapitel 5). Da typische Brackwasserbewohner, wie *Limnocarpus* und *Hydrobia trochulus* anscheinend jetzt im Riesee nicht mehr gedeihen konnten, ist eine mittlere Salinität von über 15—18 ‰ (vgl. Kapitel 3) bis mindestens in den euhalinen Bereich zu vermuten. Dieser hohe Salzgehalt, der für diesen Profilabschnitt auch geochemisch belegt ist (Beitrag FÖRSTNER, ds. Bd.), kann zwanglos auf das damals herrschende, wenigstens semiaride Klima zurückgeführt werden (vgl. JUNG in BOLTEN et al. 1976). War es bei dem Pflanzenmaterial aus Wemding die Kleinheit und hohe Nervendichte der Blätter, so ist hier direkt der Nachweis der Gattung *Corispermum* als Beleg für ein derartiges Klima anzuführen. Wie viele andere Vertreter der Chenopodiaceen, hat diese Gattung ihre Hauptverbreitung in den Steppen und Halbwüsten Asiens. Auf starke Erwärmung des Wassers weisen zudem die gefundenen Libellenlarven hin (vgl. Kapitel 5).

A b s c h n i t t IV (136,0—9,05 m, Obergrenze des verwertbaren Kernmaterials)

Wie Abschnitt II ist dieser gekennzeichnet durch wechselnde Salzgehalte des Wassers. Deutlich ist eine Aufteilung in einen unteren Abschnitt IV a und einen oberen IV b möglich.

A b s c h n i t t IV a (136,0—52,0 m)

Auch zu dieser Zeit war der Riesee ein echter Salzsee über lange Zeit hinweg mit einer Salinität seines Wassers von wenigstens 6 ‰ bis 8 ‰. Die typische Brackwasserpflanze *Limnocarpus* erreicht zwischen 61,35 und 61,45 m den Höhepunkt ihrer Entwicklung im Riesekessel. Auch Nachweise der euryhalinen Salzwasserschnecke *Hydrobia trochulus* häufen sich hier. Abschnitte geringerer Salinität, markiert durch Cypriniden und Süßwassergastropoden, stellen nur kurzzeitige Unterbrechungen dar. Bis zu diesem Stadium nahm der Salzgehalt des Riesees anscheinend insgesamt allmählich ab, was mit isotopengeochemischen Untersuchungsergebnissen im Einklang steht (Beitrag ROTHE u. HÖEFS, ds. Bd.).

A b s c h n i t t IV b (52,0—9,05 m)

Anders sind die Verhältnisse während dieses folgenden Zeitraums. Die relativen Aussüßungsphasen dauern wesentlich länger. In ihnen können typische Süßwasserschnecken und -pflanzen in größerer Individuenzahl nachgewiesen werden. Die normale Vegetationszonierung eines eutrophen Sees wird in groben Zügen erkennbar. Der Höhepunkt dieser Entwicklung liegt zwischen 39,0 und 35,0 m. In diesem Bereich treten gehäuft Limnobionten auf. Trotz Anzeichen von Verlandung — Wurzelfunde bei 25,65 und 11,80 m — ist das Ende der See-Entwicklung in der ausgewerteten Kernstrecke nicht erfaßt (siehe unten). Noch bei 11,40 und 10,85 m bezeugen *Limnocarpus*

und *Hydrobia* unlegbar stärker brackische Wasserverhältnisse. Höhere Wassererwärmung während der Vegetationsperiode — auch noch in diesem Zeitraum — ist, wie früher schon erwähnt (GALL, JUNG u. DEHM 1974), aus dem Vorkommen der heute in Europa ausgestorbenen Pflanzengattung *Euryale* ableitbar.

Als Ursache der im Profilabschnitt IV deutlich sich abzeichnenden Minderung der Salinität im Riessee könnte in erster Linie ein Wechsel von bis dahin herrschenden ariden bis semiariden Klimaverhältnissen zu mehr humiden angenommen werden (vgl. JUNG in BOLTEN et al. 1976). Daneben muß allerdings auch bedacht werden, daß die Aussprengung des Rieskraters in die präriesische Heraushebungs- und Erosionsphase fiel und sich in diesem Salinitätsabfall ein relativer Anstieg des Karstwasserspiegels durch die nachfolgende Absenkung des Riesraumes widerspiegeln könnte. Ob die merkbliche Aussüßung nur lokal und auf zusätzlich einströmendes Süßwasser — z. B. artesisch aufsteigend im Bereich des Wallersteins (vgl. BOLTEN 1977) oder von nicht allzu weit entfernten anderen Quellen stammend — zurückzuführen ist, könnten nur weitergefächerte Riesbohrungen klären.

Die über die gesamte Kernstrecke biologisch gefundene Kurve wechselnder Salinität harmoniert mit der Schwankungskurve der Alkali-, vor allem der Natrium-Ionen (vgl. Beitrag FÖRSTNER, ds. Bd.). Demnach ist wahrscheinlich, daß in erster Linie diese Ionen-Gruppe im Riessee physiologisch wirksam war, d. h. der Riessee gehörte zum Typ der Soda-Seen, auch in dieser Hinsicht vergleichbar mit dem heutigen Neusiedlersee.

Die aus der Bohrung ermittelten paläontologischen Daten lassen sich für eine biostratigraphische Aussage verwerten. Landschnecken, Landpflanzen und Ostrakoden erlauben die Aussage: tieferes Obermiozän (GALL, JUNG u. DEHM 1974). Aufgrund paläobotanischer Befunde und unter Berücksichtigung des Zeitpunkts der Rieskatastrophe sowie der absoluten Sedimentationsdauer der Riessee-Pelite konnte das Alter der noch erhaltenen Kraterfüllung jedoch bereits früher auf Obertorton bis Untersarmat präzisiert werden (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976).

9. Die jüngste Entwicklung des Riessees (HORST GALL u. WALTER JUNG)

Entgegen früheren Auffassungen (zuletzt GUDDEN 1974, WOLFF u. FÜCHTBAUER 1976) repräsentieren die jüngsten in der Bohrung angetroffenen und heute im Riesessel an der Oberfläche liegenden Seesedimente nicht die endgültige Aussüßungs- und Verlandungsphase. Geologische Fakten im Krater sowie landschaftsgeschichtliche Überlegungen für den gesamten Riesraum sprechen vielmehr dafür, daß die Kraterhohlform im Verlaufe von etwa 2 Mio. Jahren (vgl. BOLTEN, GALL u. JUNG 1976) fast vollständig mit Seesedimenten plombiert wurde und sich darüber noch die große Teile der Albhochfläche überdeckenden fluviatilen Sedimente der postriesischen Zuschüttungsphase in einer Mindestmächtigkeit von ca. 50 m absetzten (vgl. GALL u. MÜLLER 1977). Die heutige Riesebene verdankt ihre Entstehung somit keinesfalls dem Auslaufen des Riessees infolge Abzapfung der bei Harburg sich wieder einschneidenden Wörnitz, sondern ausschließlich der plio-pleisto-

zänen Denudation der Landoberfläche, die in den weichen Peliten besonders leicht wirksam sein konnte. Dadurch wurde die Kraterstruktur wieder morphologisch nachgezeichnet und eine Anzahl der widerstandsfähigeren Algenriff- und Traverstotzen aus der Rieseebene herauspräpariert.

Daß der Boden des Riesees zuletzt mehr als 100 m über dem heutigen Abtragsniveau gelegen haben muß, beweisen die Relikte hochgelegener Seeab lagerungen unmittelbar am Krater rand. Einerseits sind dies ausgedehntere Konglomerat-Vorkommen bis 555 m NN bzw. Cypris-Kalke bis 530 m NN im SW bei Ederheim (vgl. NATHAN 1935), andererseits aber auch Riesee tone, die beispielsweise bei Hainsfarth 50—60 m und am Goldberg bis über 80 m über der Rieseebene (um 420 m NN) liegen.

Der Erosionsrest horizontal geschichteter Riesee-Mergel tone, der beim Hallenbad-Bau Mönchsdeggingen auf Höhe 470 m NN erschlossen war, liegt nicht nur ca. 50 m über der heutigen Rieseebene, er führte auch eine Brackwasserfauna (Profil Dr. GUDDEN 1974, unveröffentlicht). Dadurch werden die paläontologischen Befunde in der Forschungsbohrung bestätigt, die zwar zweifellos eine insgesamt nach oben gerichtete „Reifung des Sees“ mit zunehmendem Auftreten höherer Pflanzen dartun, die stärkste Aussüßungsphase des Riesees aber bei Teufen um 36—39 m festlegen, während sich dem Hangenden zu wieder stärkerhaline Verhältnisse einstellen. Zu den organischen Indikatoren erhöhter Salinität in den aller obersten Bohrkernmetern gehören Chenopodiaceen-Pollen (Teufe 5,9 m; vgl. Beitrag v. d. BRELIE, ds. Bd.), die auch aus Oberflächenaufschlüssen im Niveau der Rieseebene — Kläranlage Wallerstein (v. d. BRELIE in HOLLAUS 1969) — belegt sind.

Wie die ausgeprägte Süßwasserphase ist auch die sie begleitende, durch kohleähnliche Bildungen charakterisierte „Verlandungsphase“ nur vorübergehend; nach oben normalisiert sich der Rieseebiotop wieder. Die Bohrung Wörnitzostheim I zeigte die kohligen Einheiten ebenfalls in größeren Teufen (zwischen 9 und 13 m) an der Basis einer kohlefreien Pelitserie (vgl. GALL, HOLLAUS u. TRISCHLER 1976).

Erst nachdem ca. 100 m heute wieder ausgeräumter Seetone zusätzlich noch sedimentiert worden waren, dürften die Schwemmfächer-Schüttungen der postriesischen Plombierung darüber hinweggegangen sein; nur so ist auch erklärlich, daß sich bisher keinerlei Reste davon im Riesekessel fanden.

Das endgültige Vergehen des Riesees spiegelt sich in den Faunen der oberflächlich anstehenden Riesseekalke wider, die im wesentlichen jünger als die noch erhaltenen Seetone sind und im Niveau darüber liegen. Darüber wird jedoch R. BOLTEN demnächst (1977) berichten.

10. Erläuterung zum Diagramm (Beilage 1)

In das Diagramm sind Signaturen bzw. Buchstaben lediglich für die paläontologisch wichtigsten Fossilreste, sämtlich Wasserorganismen, eingetragen. Dabei wurden Buchstaben verwendet für Gruppen, deren Bearbeitung zum jetzigen Zeitpunkt im größeren Maße unvollständig bleiben mußte. Bei den Symbolen wurden diejenigen für Halobionten schwarz, die für ausgesprochene Limnobionten hell gehalten.

Jedes Symbol bzw. jeder Buchstabe bezeichnet ein Profilmiveau, in welchem der betreffende Fossiltyp belegt ist. Aus der Zahl der Symbole oder Buchstaben ist somit nicht die Zahl der nachgewiesenen Individuen zu erschen. Die Eintragung der Zeichen erfolgte auf ein Diagramm im Maßstab 1 : 250 mit einer Genauigkeit von 25 cm.

Auf die Bedeutung der römischen Ziffern in der Spalte „Seeabschnitte“ wird in Kapitel 8 näher eingegangen. Auf eine eigene biologisch-paläontologische Bezeichnung der Seephasen wurde bewußt verzichtet, um die Zahl der schon verwendeten Begriffe nicht zu vermehren.

Das Balkendiagramm gibt den aufgrund der paläontologischen Untersuchung angenommenen Wechsel der Salinität im Verlaufe der Seegeschichte wieder. In ihm spiegelt sich somit das Ergebnis der in den rechten Spalten eingetragenen Bestimmungen. Entsprechend der biologischen Arbeitsweise ist die Richtigkeit des

Diagramms abhängig von der Richtigkeit der vermuteten ökologischen Amplitude der fossilen Organismen. Diese konnte fast stets nur aus dem Verhalten heute noch lebender Verwandter erschlossen werden. Dementsprechend sind aus dem Balkendiagramm vor allem qualitative, in nur sehr bescheidenem Umfange quantitative Angaben zu entnehmen. Um ein Höchstmaß von vertretbaren Informationen zu geben, wurden trotzdem vier Salinitätsbereiche mittels unterschiedlicher Balkenlänge ausgegliedert. Aus den Beiträgen der einzelnen Autoren ist zu entnehmen, daß die mit l („leicht“) gekennzeichnete Spalte des Süß-/Brackwassers ganz grob eine obere Salinitätsgrenze um 3 ‰, die Spalte m („mittel“) eine solche zwischen 6 ‰ und 8 ‰, die Spalte s („stark“) einen oberen Grenzwert bei 15 ‰ bis 18 ‰ bezeichnet. Die Rubrik „starkes Salzwasser“ markiert einen vermuteten Salzgehalt von über 18 ‰ bis zu hypersalinaren Verhältnissen.

Der Teufenbereich zwischen zwei Fossilnachweisen, die unterschiedliche Salinität anzeigten, wurde je zur Hälfte den beiden in Frage kommenden Salinitätsbereichen zugeschlagen. Daraus geht hervor, daß auf dem Diagramm einige der Grenzen möglicherweise um Millimeter, bei sehr großem Abstand der Fossilnachweise sogar um Zentimeter, zu verschieben wären. Sicherlich konnte wegen fehlender Fossilbelege auch manche Schwankung nicht erfaßt werden.

11. Angeführte Literatur

- BOLTEN, R.: Die obermiozänen „Süßwasserkalke“ im Nördlinger Ries. — Diss. Univ. München, München 1977 — [in Vorbereitung].
- BOLTEN, R., GALL, H. u. JUNG, W.: Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). Ein Beitrag zur Charakterisierung des Riessee-Biotops. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26, S. 75—94, Erlangen 1976.
- CHANDLER, M. E. J.: The Lower Tertiary Floras of Southern England IV. — 151 p., London (British Museum Nat. Hist.) 1964.
- EHRMANN, P.: Kreis Weichtiere, Mollusca. In: P. BROHMER, P. EHRMANN u. G. ULMER: Die Tierwelt Mitteleuropas, II, 1, S. 1—264, Leipzig 1933.
- GALL, H. u. MÜLLER, D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte des Rieses 1:50 000, 4. Schichtenfolge (Stratigraphie). — München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1977 — [in Druckvorbereitung].
- GALL, H., HOLLAUS, E. u. TRISCHLER, J.: Obermiozäne Seesedimente und Bunte Trümmersmassen der Forschungsbohrung Wörnitzostheim I im Nördlinger Ries. — Geol. Bl. NO-Bayern, 26, S. 188—206, Erlangen 1976.
- GALL, H., JUNG W. u. DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, 72, S. 53—67, München 1974.
- GRASSÉ, P.-P. (Hrsg.): *Traité de Zoologie*. X, 1 et 2. — Paris (Masson) 1951.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — Geologica Bavarica, 72, S. 11—31, München 1974.
- HOLLAUS, E.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Nördlingen-Ost und Nördlingen-West, mit besonderer Berücksichtigung der Pleistozän-Ablagerungen. — Diss. Univ. München, 85 S., München 1969.
- JUNG, W.: Über Ruppiaceen-Reste aus dem Jungtertiär Süddeutschlands. — Cour. Forschungsinst. Senckenb., 17, S. 83, Frankfurt/Main 1976.

- KAESTNER, A.: Lehrbuch der Speziellen Zoologie, I, Wirbellose, 3. Insecta: B. Spezieller Teil. — Stuttgart (Fischer) 1973.
- KINKELIN, F.: Die Schleusenammer von Frankfurt-Niederrad und ihre Fauna. — Ber. Senckenb. naturf. Ges., 1884, S. 219—257. Frankfurt a. M. 1884.
- KIRCHHEIMER, F.: *Limnophycus paradoxus* nov. gen., nov. sp., eine problematische Alge aus der obermiozänen Kieselgur von Homberg a. d. Ohm (Oberhessen). — Jb. Preuß. Geol. LA. 1929, 50, S. 581—591, Berlin 1930.
- Über *Limnophycus helleri* nov. spec., eine Alge aus der obermiozänen Kieselgur von Beuern (Oberhessen). — Palaeont. Z., 16, S. 138—141, Berlin 1934.
- Über vermutliche Salzstellen im Tertiär Oberhessens. — Cbl. Min. etc., 1934, B, S. 279 bis 282, Stuttgart 1934.
- LOŽEK, V.: Quartärmollusken der Tschechoslowakei. — Rozpravy Ustr. út. geol., 31, S. 1—374, Praha 1964.
- LUDWIG, R.: Fossile Conchylien aus den tertiären Süßwasser- und Meerwasser-Ablagerungen in Kurhessen, Großherzogtum Hessen und der Bayerischen Rhön. — Palaeontographica, 14, S. 40—97, Kassel 1865.
- LUTHER, H.: Verbreitung und Ökologie der höheren Wasserpflanzen im Brackwasser der Ekenäs-Gegend in Südfinnland I—II. — Acta Botan. Fennica, 49, 232 S., 50, 370 S., Helsingfors 1951.
- MIKI, S.: Nymphaeaceae Remains in Japan, with new Fossil Genus Eoeuryale. — J. Inst. Polytechn. Osaka City Univ., D, 11, p. 63—78, Osaka 1960.
- NATHAN, H.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Ederheim. — Abh. geol. Landesuntersuch. bayer. Oberbergamt, 19, 42 S., München 1935.
- REID, C. u. REID, E. M.: The Pliocene Floras of the Dutch-Prussian Border. — Mededeel. Rijksopsp. Delfstoffen, 6, 178 S., s'Gravenhage 1915.
- REMANE, A. u. SCHLIEPER, C.: Die Biologie des Brackwassers. In: THIENEMANN, A.: Die Binnengewässer, 22, 348 S., Stuttgart (Schweizerbart) 1958; 2. Aufl., 372 S., Stuttgart 1971 (engl.).
- ROBERT, P.-A.: Die Libellen (Odonaten). — Bern (Kümmerly u. Frey) 1959.
- RUTTE, E.: Schlundzähne von Süßwasserfischen. — Palaeontographica 120 A, S. 165—212, Stuttgart 1962.
- SANDBERGER, F.: Die Land- und Süßwasserconchylien der Vorwelt. — 1000 S., Wiesbaden 1870 bis 1875.
- SIEBER, R.: Fossile Süßwasser-Ostrakoden aus Württemberg. — Jh. Ver. vaterländ. Naturk. Württemberg, 61, S. 321—346, Stuttgart 1905.
- STRAUB, E. W.: Mikropaläontologische Untersuchungen im Tertiär zwischen Ehingen und Ulm a. d. Donau. — Geol. Jb., 66, S. 433—523, Hannover 1952.
- TRALAU, H.: Extinct Aquatic Plants of Europe. — Botan. Notiser, 112, S. 385—406, Lund 1959.
- WEILER, W.: Pisces. — In: E. STROMER: Wirbeltiere im obermiozänen Flinz Münchens. — Abh. Bayer. Akad. Wiss., Math. naturwiss. Abh., 22, S. 48—53, München 1928.
- Die Fischreste aus den Ziegeleitonon von Ravolzhausen bei Hanau (Hessen). — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 88, S. 20—28. Wiesbaden 1960.
- WENDELBERGER, G.: Zur Soziologie der kontinentalen Halophytenvegetation Mitteleuropas. — Denkschr. Österr. Akad. Wissensch. math.-naturwiss. Kl., 108 (5), 180 S., Wien 1950.
- WOLFF, M. u. FÜCHTBAUER, H.: Die karbonatische Randfazies der tertiären Süßwasserseen des Nördlinger Ries und des Steinheimer Beckens. — Geol. Jb., D 14, S. 3—53, Hannover 1976.

Die Pollenflora der See-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von GÜNTHER VON DER BRELIE

Mit 2 Beilagen und 5 Tabellen

Kurzfassung

Die Pollenflora in den See-Sedimenten (gefunden wurden 61 Pollen- und 5 Sporen-Typen) wird bestimmt durch eine Vorherrschaft der Pinaceen (*Abietinaepollenites microalatus/Pinuspollenites labdacus*), der Cupressaceen (*Inaperturopollenites dubius*) und der Chenopodiaceen (*Polyporina multistigmata*). Daneben erscheinen mit höheren Anteilen vor allem noch die Juglandaceen (*Caryapollenites simplex*, *Multiporopollenites maculosus*) und die Ulmaceen (*Ulmipollenites undulosus*). Die typischen Leitformen des Miozäns spielen dagegen nur eine untergeordnete Rolle. Abgesehen von faziell bedingten quantitativen Unterschieden sind in dem Auftreten der einzelnen Genera und Spezies vom Hangenden zum Liegenden keine Unterschiede zu erkennen.

Von 250 bis 150 Meter ist die Zusammensetzung der Pollenspektren recht einheitlich; es überwiegt hier offensichtlich der Pollenniederschlag des weiter entfernt liegenden Hinterlandes. Die Chenopodiaceen sind in diesem Abschnitt recht selten. Wegen zu hohen Salzgehaltes im See dürfte die nähere Umgebung weitgehend vegetationslos gewesen sein. Nur an günstigeren Stellen im Bereich von Süßwasserzuflüssen stockten Sumpfwälder und Uferwälder. Ab 150 Meter nach oben ist in der unterschiedlichen Zusammensetzung der Pollenspektren ein ständiger Wechsel zwischen nassen Sumpfwäldern (Cupressaceen/Taxodiaceen) bzw. feuchten Uferwäldern (Ulmaceen/Juglandaceen) und trockenen Salzsteppen (Chenopodiaceen) zu erkennen. Die „Braunkohlenflöze“ in den oberen 50 Metern entstanden aus Niedermoores bzw. feuchten bis nassen Bruchwäldern. Zwischen 111,15 und 4,40 m findet sich in fast allen Proben die Grünalge *Botryococcus*.

Verglichen mit pollenanalytischen Untersuchungen an jungtertiären Vorkommen in Süddeutschland, Österreich und Ungarn gehört die Pollenflora der See-Sedimente dem Obermiozän an. Sie ist sicher nicht älter als oberstes Torton und nicht jünger als Sarmat.

Summary

The pollen vegetation of the lake sediments (there was found 61 pollen- and 5 spores-types) is characterized by a strong predominance of *Abietinaepollenites microalatus/Pinuspollenites labdacus* (Pinaceae), *Inaperturopollenites dubius* (Cupressaceae) and *Polyporina multistigmata* (Chenopodiaceae). The Juglandaceae (*Caryapollenites simplex*, *Multiporopollenites maculosus*) and the Ulmaceae (*Ulmipollenites undulosus*) appear with higher values also. On the other hand the percentage of typical miocene pollen-assembly is very slow. Altogether there are no differences in the composition of genera and species from base to top. The differences in quantity were caused by changes of facies.

Anschrift des Verfassers: Dr. GÜNTHER VON DER BRELIE, Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen, de-Greif-Strasse 195, 4150 Krefeld.

From 250 to 150 metres the pollen-assemblage is quite uniform, there the pollen of the vegetation from more distant areas of the surrounding uplands dominate. Pollen of Chenopodiaceae are missing, so it seems that the lake area was quite free from vegetation. Only in fresh water areas swamp forests grow up.

From 150 meters to the top differences in pollen percentage show a change from swamp forests and wet bog forests to dry salt deserts, caused by oscillation of the water level in the lake. The so-called coal seams in the upper 50 metres grow up in swamps, swamp forests and wet bog forests. From 111,15 to 4,40 metres the green alga *Botryococcus* appears with higher values.

In our present state of knowledge and especially in view of pollenanalytical investigations in South Germany, Austria and Hungary the pollen flora of the Ries lake sediments are of upper Miocene age. They are not older than uppermost Tortonian and not younger than Sarmatian.

Inhalt

	Seite
1. Das Probenmaterial	112
2. Die Pollenflora	113
2.1. Vorbemerkungen	113
2.2. Zusammensetzung der Pollenflora	113
2.3. Pollenflora und Salzgehalt	116
2.4. Alter der Pollenflora	117
3. Literatur	118

1. Das Probenmaterial

Die pollenanalytischen Untersuchungen erstreckten sich vor allem auf die sog. „Braunkohlenflöze“ in den oberen 50 Metern der Mergelton-Folge (WOLF 1977), also den Bereich, der durch seine — schon äußerlich sichtbaren — organischen Beimengungen eine gewisse Ausbeute an Pollen und Sporen versprach. Bearbeitet wurden insgesamt 48 Proben (Tab. 1), von denen 31 aus dem oberen Abschnitt von 4,40—48,15 m Teufe stammen. Von den übrigen 17 Proben verteilen sich 16 auf den tieferen Bereich der Mergeltone (66,15—255,23 m Teufe). Aus dem liegenden Sandstein (von rd. 256,00 bis rd. 324,50 m Teufe) wurde nur eine Probe bei 317,30 m untersucht. Abgesehen von den „Braunkohlen“ im oberen Teil der Mergelton-Folge wurde also bei der Bearbeitung der See-Sedimente auf einen dichten Probenabstand verzichtet. Die von REIN in den Jahren 1957/58 durchgeführte pollenanalytische Untersuchung einer 293,10 m mächtigen Serie von Mergeln und Tonen aus der von der Deutschen Erdöl-Aktiengesellschaft (jetzt Texaco) im Ries heruntergebrachten Untersuchungsbohrung Deiningen 1 (FÖRSTNER 1967) hatte nämlich gezeigt, daß hinsichtlich der artlichen Zusammensetzung der Pollenflora in der gesamten Probenfolge vom Liegenden bis zum Hangenden keine wesentlichen Unterschiede auftraten. Abweichungen in den Pollenspektren, die auf eine zeitliche Entwicklung bzw. auf Veränderungen der ökologischen Verhältnisse hinweisen könnten, ließen sich dort nicht feststellen.

Von dieser Untersuchung der Bohrung Deiningen 1 veröffentlichte REIN (1961) lediglich zwei Pollenspektren aus 110,00 sowie 250,00 m Teufe. Da sich im Laufe der Bearbeitung der Mergeltone unterhalb 50 m in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 gegenüber der Bohrung Deiningen 1 keine Abweichungen ergaben, erschien die Untersuchung weiterer Zwischenproben zwecklos. Zur Auswer-

tung des pollenanalytischen Befundes der Bohrung Nördlingen 1973 wurden außerdem noch einige weitere, im Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen vorliegende unveröffentlichte Untersuchungsergebnisse von REIN aus Bohrungen im Ries herangezogen (TK 25, Blatt 7029 Oettingen i. Bay.: Bohrungen Oettingen I und II; TK 25, Blatt 7128 Nördlingen: Bohrungen Heinrich und Tuchfabrik Busse in Nördlingen).

2. Die Pollenflora

2.1. Vorbemerkungen

Die untersuchten 48 Proben zeichneten sich bis auf fünf ¹⁾ durch eine reiche Pollenführung aus. Die hohe Pollenfrequenz ermöglichte nicht nur die qualitative Erfassung des Fossilbefundes, sondern auch eine statistische Auswertung. Erwähnt sei außerdem, daß bei der Auszählung der Präparate auch das Vorkommen der einzelligen Grünalge *Botryococcus* Berücksichtigung fand.

Insgesamt wurden 61 Pollen- und 5 Sporen-Typen gefunden, die sich 10 Formgattungen, 48 Formspezies, 3 Familien und 5 Gattungen zuordnen ließen, wie die Fossilliste der Sporites und Pollenites (Tab. 2) zeigt. In dieser Liste sind gleichzeitig die Häufigkeit des Auftretens, die prozentualen Anteile der einzelnen Taxa sowie deren vermutliche botanische Zugehörigkeit angegeben. Hinsichtlich der Systematik und Nomenklatur bei den Formgattungen und Formspezies sei auf POTONIE (1956—1970) sowie THOMSON u. PFLUG (1953) verwiesen. Bei einigen wenigen Pollenformen wurden die rezenten Gattungs- bzw. Familiennamen verwandt.

Die große Anzahl der gefundenen Sporomorphen einerseits und ihr meist geringes mengenmäßiges Auftreten andererseits machten es erforderlich, diese in den Diagrammen teilweise zu Gruppen zusammenzufassen. Hierbei waren für die Beilage 1 vor allem stratigraphische Gesichtspunkte maßgebend, für die Beilage 2 dagegen ökologisch-fazielle Überlegungen. In der Beilage 1 sind unter „miozänen Leitformen“ diejenigen Formspezies zu verstehen, die in Mitteleuropa oberhalb des Miozäns praktisch nicht mehr angetroffen werden (Spalten 3 und 4). Unter „pliozänen Leitformen“ werden solche Spezies verstanden, die zwar auch schon im Miozän vorhanden sind, aber erst mit dem Ende des Pliozäns verschwinden (Spalten 2 und 5). Als „Durchläufer“ werden schließlich solche Formen bezeichnet, die vom Tertiär bis in das Quartär hinein vorkommen (Spalten 1 und 6).

2.2. Zusammensetzung der Pollenflora

An der Zusammensetzung der Pollenflora der See-Sedimente sind in der Gruppe der Baumpollen (Beilage 1, Spalten 1—6; Beilage 2, Spalten 1—7) mit höheren Werten vor allem *Abietinaepollenites microalatus* und *Pinuspollenites labdacus* sowie *Inaperturopollenites dubius* beteiligt. Daneben treten in der Reihenfolge ihrer Häufigkeit *Ulmipollenites undulosus*, *Engelhardtioipollenites punc-*

¹⁾ Probe Lab.-Nr. 69 196 enthielt nur vereinzelte Pollenkörner; bei den Proben Lab.-Nr. 69 229, 69 233 und 69 235 ließ ein schlechter Erhaltungszustand der Pollenkörner keine Bestimmung zu; die Probe Lab.-Nr. 69 238 war pollenfrei.

tatus, *Tricolpopollenites asper*, *Subtriporopollenites simplex*, *Multiporopollenites maculosus*, *Fraxinoipollenites confinis* und *Triatriopollenites myricoides* mit Anteilen von mehr als 10 % in Erscheinung. Alle übrigen, den Baumpollen zugeordneten Florenelemente kommen wohl durchgehend vor, meist jedoch mit so geringen Werten, daß sie für die Charakterisierung der Pollenspektren nur eine untergeordnete Rolle spielen. Die Nichtbaumpollen (Beilage 1, Spalten 7—9; Beilage 2, Spalten 8—10) und die Sporen (Beilage 1, Spalte 10; Beilage 2, Spalte 11) gewinnen mit Ausnahme der Chenopodiaceen (= *Polyporina multistigmata*), die schon bei 110 m verstärkt einsetzen, erst in den oberen 50 m der limnischen Folge Bedeutung.

Von etwa 250—150 m bestimmen die Pinaceen ²⁾ mit Anteilen bis zu 72 % die Zusammensetzung der Pollenfloren. Weiter treten hier die Ulmaceen mit Werten bis zu 21 % und die Cupressaceen mit solchen bis zu 16 % stärker in Erscheinung. Alle übrigen Baumpollen übersteigen die 10 %-Marke praktisch nicht. Die einheitliche Prägung der Pollenspektren spricht für einen weitgehend gleichmäßig durchmischten Pollenniederschlag in einem offenen Gewässer. Zwischen etwa 150 und 120 m zeigen sich höhere Werte von *Inaperturopollenites dubius* (bis zu 67 %). Hieraus ist abzuleiten, daß sich nun in den Randgebieten des Sees der Cupressaceen-/Taxodiaceen-Bruchwald ausbreitet, was wiederum auf eine ausge dehntere Flachwasserzone im Uferbereich schließen läßt. Wasseranstieg oder Trockenfallen des Sees führten dann zu einem Rückgang der sehr nassen Sumpfwälder, so daß jetzt die Pinaceen aus der weiteren Umgebung ihren Pollen wieder verstärkt einstreuen konnten. Ab 110 m kommen die Chenopodiaceen, typische Bestandteile der Salzsteppen-Vegetation, als neues, bestimmendes Florenelement hinzu (hierauf wird nachher noch im einzelnen einzugehen sein). Im Laufe der weiteren Entwicklung begünstigen die Bedingungen im Uferbereich des Sees erneut die Ausbildung nasser bzw. feuchter Uferwälder (siehe Pollenspektrum bei 66 m). *Alnipollenites verus* tritt jetzt erstmalig mit etwas höheren Anteilen (7 %) in Erscheinung. Als Florenkomponente spielt *Alnus* in der Bohrung Nördlingen 1973 jedoch nie eine besondere Rolle, wie das minimale Vorkommen im gesamten Profil andeutet (in 25 Proben nur dreimal mehr als drei Prozent). Hauptbestandteil der feuchten Uferwälder waren die Ulmaceen und die Juglandaceen, speziell auch in den „Braunkohlen“-Mooren im Hangenden der limnischen Folge (Beilage 2). Mit fortschreitender Verlandung kam es dann ab etwa 50 m zur Ablagerung sehr toniger Flachmoortorfe. Parallel dazu erscheinen jetzt Pollenkörner von Vertretern des Laichkraut-Gürtels und des Schwimmblattpflanzen-Gürtels (*Potamogeton*, *Nymphaea*, *Myriophyllum*) sowie des Röhricht-Gürtels (*Phragmites* ³⁾, *Spartanium*) und des Ried-Gürtels (Cyperaceen) mit höheren Prozentsätzen. Sie zeigen eine Sedimentation im Flachwasser (nicht mehr als 1,5—2,5 m Wassertiefe) an.

In den mit dichtem Probenabstand untersuchten „Braunkohlenflözen“ (Beilage 2) läßt sich aus den Veränderungen der Zusammensetzung der Pollenspektren die Abfolge der Pflanzenvereine detaillierter erkennen:

²⁾ Im folgenden wird an Stelle der morphographischen Nomenklatur in den meisten Fällen die vermutete botanische Zugehörigkeit angeführt (s. Tabelle 2).

³⁾ Ein Teil von *Monoporopollenites gramineoides* ist sicher dieser Gattung zuzuordnen.

Das „Flöz“ 3 (37,35—36,92 m) entstand offensichtlich aus zusammengeschwemmten Pflanzenresten der randlichen Cupressaceen-/Taxodiaceen-Bruchwälder sowie der etwas trockeneren Uferwälder mit Ulmaceen und Juglandaceen (von 37,35—37,12 m), bis dann eine Überflutung — erkenntlich an dem Anstieg der Wasserpflanzenanteile — die Uferwälder zurückdrängte (von 37,12—36,89 m) bzw. weitgehend zum Verschwinden brachte. Gleichzeitig breitete sich die Salzsteppen-Vegetation aus, wie ein verstärktes Auftreten der Chenopodiaceen bezeugt.

Das „Flöz“ 2 (35,15—34,15 m) bildete sich zunächst in einem offenen Schilf-/Ried-Moor (von 35,30—34,85 m), wie es die hohen Werte von Gramineen- und Cyperaceen-Pollen mit maximal 66 bzw. 22 % deutlich machen. Im Laufe der Verlandung entwickelte sich daraus ein überwiegend aus Ulmaceen und Juglandaceen bestehender Bruchwald (von 34,85—34,72 m). Dieser ging in einen nassen Cupressaceen-/Taxodiaceen-Bruchwald (von 34,72—34,55 m) über, welcher von offenen Wasserflächen durchsetzt war, wie die Zunahme der Wasserpflanzen zeigt. Letztes Glied der Moorentwicklung ist schließlich ein trockenerer Cupressaceen-/Taxodiaceen-Bruchwald (von 34,55—34,15 m).

Durch einen Salzwassereinbruch wurden dann die Moorwälder zurückgedrängt, erneut breitete sich eine halophile Steppenvegetation aus. Ein Beleg für diese Entwicklungsphase ist die Probe bei 28,17 m.

Das „Flöz“ 1 (15,60—14,90 m) lagerte sich — erkenntlich an dem verstärkten Auftreten der Wasserpflanzen — zunächst im Süßwasser (von 15,60 bis 15,26 m) ab und anschließend (von 15,26—14,85 m) in brackischem bis salzigem Milieu, wie der plötzliche Anstieg der Chenopodiaceen bis zu extrem hohen Werten beweist. Wieder dominiert die halophile Steppenflora.

Auch zwischen 7,30—4,40 m lassen die Pollenspektren einen Wechsel von Süßwasser (7,30—7,20 m) über Salzwasser (5,90 m) zu Süßwasser (4,40 m) erkennen, wobei bei sieben Metern der Cupressaceen-/Taxodiaceen-Bruchwald und bei vier Meter ein Riedmoor vorherrschen (Beilage 1). Erstmals finden sich jetzt deutliche Hinweise für das Auftreten von Farnen, die in den tieferen Proben kaum eine Rolle spielten. Hier mögen sich erste Anzeichen für den Beginn eines humideren Klimas bemerkbar machen. In die gleiche Richtung weist in der Bohrung Deiningen 1 ein *Alnus*-Maximum von 35 % bei 20 m, in einem Abschnitt, der offensichtlich in der Bohrung Nördlingen 1973 nicht mehr vorhanden ist.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß während der Sedimentation von 250—150 m die engere Umgebung des Sees weitgehend vegetationslos war. Ab 150 m nach oben zeichnet sich dann an den Veränderungen in den Florenvergesellschaftungen ein ständiger Wechsel zwischen feuchten Uferwäldern und trockenen Salzsteppen ab, der nur durch stärkere Schwankungen des Wasserspiegels zu erklären ist. In Zeiten höheren Wasserstandes haben im Uferbereich sicherlich ausgedehnte nasse Sumpfwälder und feuchte Auewälder gestockt, möglicherweise in der Art von Galeriewäldern. Weiter landeinwärts schlossen sich dann trockene Savannen und Steppen an. Die von BERGER & ZABUSCH (1953) anhand der Makrofloren aus dem Sarmat des Wiener Beckens abgeleiteten Verhältnisse lassen sich — wenigstens für den Abschnitt von 250—50 m — recht gut zu einer Interpretation des pollenanalytischen Befundes aus den Ries-See-Sedimenten heranziehen.

2.3. Pollenflora und Salzgehalt

Von besonderer fazieller Bedeutung ist das in praktisch allen Pollenspektren aus den See-Sedimenten zu beobachtende Vorkommen des Chenopodiaceen-Pollens (*Polyporina multistigmosa*). Als ausgesprochene Halophyten sind die Chenopodiaceen an Meeresküsten sowie in Salzwüsten und an sonstigen salzreichen Stellen im Binnenlande weit verbreitet, das Auftreten ihrer charakteristischen Pollenkörner gilt daher in der Pollenanalyse als eindeutiger Hinweis auf ein halophiles Milieu (VON DER BRÉLIE 1963). Bemerkte sei noch, daß im Postglazial die Chenopodiaceen als Ruderalpflanzen die menschliche Besiedlung anzeigen.

In den 43 pollenanalytisch auswertbaren Proben aus der Bohrung Nördlingen 1973 fehlen die Chenopodiaceen nur in sechs Proben aus dem Bereich des „Flözes“ 2 (von 34,85—35,30 m und von 34,37—34,55 m), einer Probe aus 15,38 bis 15,42 m sowie einer Probe von 7,20—7,30 m. Bei 5,90 m steigt der Chenopodiaceen-Anteil dann nochmals auf 42 % an. Die Pollendiagramme (Beilage 1, Spalte 8; Beilage 2, Spalte 9) zeigen, daß in den unteren 150 m der See-Sedimente die Anteile der Chenopodiaceen recht niedrig sind und nur zweimal die 10 %-Grenze überschreiten. Bei 111,1—111,15 m erscheinen erstmals höhere Werte (56 %). Weitere extreme Maxima treten bei 84,88—84,90 (86 %), bei 47,85 bis 47,90 m (195 %), bei 28,17—28,22 m (86 %) sowie bei 14,90—15,00 m (154 %) auf. Zwischen diesen Spitzen läßt sich teilweise ein erheblicher Rückgang (unter 10 %) bzw. ein völliges Verschwinden der Chenopodiaceen-Pollen beobachten. Entsprechenden Schwankungen muß die Dichte des Chenopodiaceen-Bewuchses unterworfen gewesen sein.

Aufgrund des Ansteigens der Chenopodiaceen-Werte im oberen Drittel der Sediment-Folge könnte zunächst die Vermutung aufkommen, die Versalzung im See bzw. in seiner Umgebung hätte von unten nach oben zugenommen. Daß dieses jedoch nicht der Fall ist, zeigen die geochemischen Untersuchungen (siehe Beiträge von FÖRSTNER; ROTHE & HOEFS; JANKOWSKI; FÖRSTNER & ROTHE in diesem Band) sowie die Auswertung der pflanzlichen und tierischen Megafossilien (DEHM et. al., ds. Band), nach denen gerade die tiefsten Abschnitte der Seefüllung die höchsten Salzgehalte anzeigen. Die geringe Beteiligung des Chenopodiaceen-Pollens in den unteren 150 m der limnischen Folge läßt sich unter diesen Voraussetzungen am ehesten damit erklären, daß wegen zu hoher Salinität im See und damit auch in seiner Umgebung die Chenopodiaceen nicht recht gedeihen konnten. So blieb das Umland weitgehend vegetationslos bzw. wies nur eine kümmerliche Salzflora auf.

In der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 setzen die Chenopodiaceen-Pollen schon bei 5,90 m Teufe bzw. 420,00 m NN mit hohen Werten (42 %) ein, in der Bohrung Deinungen 1 dagegen tritt ein erstes entsprechendes Maximum (33 %) erst in etwa 30 m Teufe bzw. 385,00 m NN auf. Ähnliche Unterschiede in der Höhenlage der obersten Chenopodiaceen-Maxima sind auch in anderen Bohrungen aus dem Nördlinger Ries zu erkennen (Tabelle 5). Setzt man diese Chenopodiaceen-Maxima als einen zeitgleichen Horizont an, so können die Niveauunterschiede nur durch Tektonik bzw. Erosion bedingt sein. Diesem Problem sollte durch regionalgeologische Untersuchungen nachgegangen werden.

Für hohen Salzgehalt während der frühen Entwicklungsstadien des Sees spricht auch das Verhalten der Grünalge *Botryococcus*, die in den tieferen Proben

nur dreimal nachgewiesen wurde (bei 243,25 m mit 3 %, bei 223,67—223,69 m mit 2 % und bei 139,35—139,42 m mit 4 %). *Botryococcus*, eine koloniebildende einzellige Alge, findet sich sowohl in gemäßigten als auch in tropischen Breiten. Sie lebt gewöhnlich in Süßwasser, kommt aber gelegentlich auch im Salzwasser vor (BLACKBURN 1936). Zusammen mit dem ersten Chenopodiaceen-Maximum bei etwa 111 m erreicht auch *Botryococcus* erstmals höhere Anteile (53 %) und bleibt in allen nach oben folgenden Proben mit Werten von 15—20 % ein ständiger Bestandteil der Mikroflora.

2.4. Alter der Pollenflora

An der Zusammensetzung der Pollenfloren aus den See-Sedimenten sind die miozänen Leitformen (Beilage 1, Spalten 3 und 4) nur gering beteiligt. Selbst wenn sie noch mit insgesamt 14 Spezies nachzuweisen sind, kommen doch die meisten nur sporadisch vor. *Engelhardtioipollenites punctatus* tritt etwas stärker hervor, findet sich in fast allen Proben (in 42), überschreitet aber nur siebenmal die 10 %-Grenze. Da die Vorstellungen über die Entwicklung und die Zusammensetzung der Mikroflora im Tertiär vor allem an Braunkohlenlagerstätten gewonnen wurden und die stratigraphisch wichtigen Leitformen daher an die Moorfazies gebunden sind, könnten die nur geringen Anteile der miozänen Leitformen in den Mergeltonen des Nördlinger Ries faziell bedingt sein. In den „Braunkohlenflözen“ des oberen Abschnittes der See-Sedimente finden sich jedoch die gleichen Pollenvergesellschaftungen wie in den Tonen. Damit kann die Zusammensetzung der Pollenfloren nicht von der Fazies her bestimmt sein, sondern sie gibt einen Zeitfaktor wieder.

Hinsichtlich des Alters der See-Sedimente ist also zunächst festzustellen, daß über die gesamte Mächtigkeit des Profils von über 250 m die Pollenspektren weitgehend übereinstimmen, was für eine Sedimentation innerhalb eines verhältnismäßig kurzen Zeitraumes spricht. Verglichen mit pollenanalytischen Untersuchungen an jungtertiären Vorkommen in Süddeutschland (MEYER 1956), Österreich (KLAUS 1959) und Ungarn (NAGY 1967 und 1973, SIMONCSICS 1963) gehört die Pollenflora der See-Sedimente aus dem Nördlinger Ries zweifelsohne dem Obermiozän an. Sie ist mit Sicherheit jünger als das — neuerdings dem Torton zugeordnete — Oberflöz von Wackersdorf (SALGER 1972). Dort sind nämlich die Anteile der miozänen Leitformen erheblich höher als in den See-Sedimenten des Nördlinger Ries, andererseits fehlen in Wackersdorf die vom Obermiozän an häufiger auftretenden Compositen und Umbelliferen. Insgesamt ähnelt die Mikroflora aus dem Nördlinger Ries am ehesten den sog. „jüngeren Braunkohlen“ des östlichen Bayern (MEYER 1956). Auch lassen sich Beziehungen zu den Kohlenvorkommen des Hausruck und den Blätter-Schichten des Lavant-Tales (KLAUS 1959) herstellen. Mikrofloristisch ist die Pollenflora aus dem Nördlinger Ries sicher nicht älter als das oberste Torton und nicht jünger als das Sarmat. Die für das Pliozän charakteristischen Pollenvergesellschaftungen liegen nicht vor, wie sich dies auch aus der nur äußerst geringen Beteiligung von *Sciadopityspollenites serratus* und *Sequoiapollenites polyformosus* ergibt. Als Charakteristikum für das Sarmat sind auch die höheren Anteile von *Ulmipollenites undulosus* und *Multiporopollenites maculosus* zu deuten.

3. Literatur

- BERGER, W. & ZABUSCH, F.: Die obermiozäne (sarmatische) Flora der Türkenschanze in Wien. — N. Jb. Geol. u. Paläont. Abh., **98** (2), S. 226—276, Stuttgart 1953.
- BLACKBURN, K. B.: Botryococcus and the Algal Coals. Part I: A Reinvestigation of the Alga *Botryococcus braunii* KÜTZING. — Transactions of the Royal Society of Edinburgh, **58**, S. 841—854, 4 Abb., 1 Taf., Edinburgh 1936.
- BOLTEN, R., GALL, H. & JUNG, W.: Die obermiozäne (sarmatische) Fossil-Lagerstätte Wemding im Nördlinger Ries (Bayern). — Geol. Bl. NO-Bayern, **26** (2), S. 75—94, 2 Abb., Erlangen 1976.
- BRELIE, G. VON DER: Nachweis mariner Beeinflussung mit Flagellaten, Hystrichosphaerideen und Pollen. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **10**, S. 107—120, 5 Abb., Krefeld 1963.
- DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. u. MALZ, H.: Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Ries-See-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **75** (dieser Band), München 1977.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — Contr. Mineral. and Petrol., **15**, S. 281—308, Heidelberg—Wien—New York 1967.
- —: Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries-Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973). — Geologica Bavarica, **75** (dieser Band), München 1977.
- FÖRSTNER, U. & ROTHE, P.: Bildung und Diagenese der Karbonatsedimente im Ries-See (nach dem Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973). — Geologica Bavarica, **75** (dieser Band) München 1977.
- GALL, H., JUNG, W. & DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Ries-See-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **72**, S. 53—57, München 1974.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — Geologica Bavarica, **72**, S. 11—31, 6 Abb., 1 Farbtaf., 2 Beilagen, München 1974.
- JANKOWSKI, B.: Die Postimpaktsedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **75** (dieser Band), München 1977.
- KLAUS, W.: Die Palynologie als stratigraphische Methode im Tertiär. — In: F. LOTZE, Handbuch der stratigraphischen Geologie, **3**, S. 359—384, Stuttgart (Enke) 1959.
- MEYER, B. L.: Mikrofloristische Untersuchungen an jungtertiären Braunkohlen im östlichen Bayern. — Geologica Bavarica, **25**, S. 100—128, 5 Taf., 2 Diagr., 2 Beil., München 1956.
- NAGY, E.: Palynological Study of the Neogene Deposits of the Mecsek Mountains (Hungary). — Palaeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **3**, S. 111—120, 3 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1967.
- —: Palynological Data for the Neogene of Cserehát. — Acta Botanica Academiae Scientiarum Hungaricae, **19**, 1—4, S. 453—460, 1 Tab., 6 Taf., Budapest 1973.
- POTONIÉ, R.: Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. I—V. Tl. — Beih. Geol. Jb., **23**, 103 S., 11 Taf., Hannover 1956; **31**, 114 S., 11 Taf., Hannover 1958; **39**, 189 S., 9 Taf., Hannover 1960; **72**, 244 S., 15 Taf., Hannover 1966; **87**, 222 S., 24 Taf., Hannover 1970.
- REIN, U.: Die Möglichkeiten einer pollenstratigraphischen Gliederung des Miocäns in Nordwestdeutschland. — Meyniana, **10**, S. 160—166, 1 Abb., 1 Tab., Kiel 1961.
- ROTHER, P. & HOEFS, J.: Isotopen-geochemische Untersuchungen an Karbonaten der Ries-See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Geologica Bavarica, **75** (dieser Band), München 1977.
- SALGER, M.: Neue Gesichtspunkte zum Alter der Braunkohle von Schwandorf/Opf. — Geol. Bl. NO-Bayern, **22** (1), S. 107, 8 Abb., Erlangen 1972.

- SIMONCSICS, P.: Palynologische Untersuchung der neogenen Kernbohrung von Damak (Nordostungarn). — *Grana Palynologica*, 4 (3), S. 410—423, 2 Abb., Uppsala 1963.
- THOMSON, P. W. & PFLUG, H.: Pollen und Sporen des mitteleuropäischen Tertiärs. Gesamtübersicht über die stratigraphisch und paläontologisch wichtigen Formen. — *Palaeontographica*, Abt. B, 94, Liefg. 1—4, S. 1—138, 15 Taf., 20 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1953.
- WOLF, M.: Kohlenpetrographische Untersuchung der See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 und Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen aus dem Ries. — *Geologica Bavarica*, 75 (dieser Band), München 1977.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8. 11. 1976.

Tabelle 1

Verzeichnis der untersuchten Proben

Teufe in m	Labor- Nummer	Teufe in m	Labor- Nummer	
4,40	69 190	36,92— 37,12	69 215	*) „Flöz“ 3
5,90	69 191	37,12— 37,25	69 216	
7,20— 7,30	69 192	37,25— 37,35	69 217	
14,85—14,90	69 193	37,40— 37,45	69 218	
14,90—15,00	69 194	47,85— 47,90	69 219	
15,00—15,10	69 194a	48,10— 48,15	69 220	
1,510—15,20	69 195	66,15— 66,20	69 221	*) „Flöz“ 1
15,20—15,26	69 196	84,88— 84,90	69 222	
15,26—15,32	69 197	97,10— 97,15	69 223	
15,32—15,38	69 197a	111,10—111,15	69 224	
15,38—15,42	69 198	123,37—123,45	69 225	
15,42—15,53	69 199	139,35—139,42	69 226	
15,53—15,60	69 200	156,95—156,96	69 227	
28,17—28,22	69 202	178,40—178,42	69 228	
34,15—34,25	69 203	190,12—190,13	69 229	
34,33—34,37	69 205	204,52—204,54	69 230	
34,37—34,45	69 206	213,08—213,10	69 231	*) „Flöz“ 2
34,45—34,55	69 207	223,67—223,69	69 232	
34,55—34,72	69 208	232,85—232,86	69 233	
34,72—34,85	69 209	243,25	69 234	
34,85—34,95	69 210	249,00—249,02	69 235	
34,95—35,05	69 211	255,22—255,23	69 236	*)
35,05—35,15	69 212	317,30	69 238	
35,15—35,30	69 213			
36,89—36,92	69 214			

*) In der Beilage 1 zu Durchschnittsspektren zusammengefaßt.

Tabelle 2

Sporites und Pollenites in den See-Sedimenten der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

	Mengenmäßiges Auftreten		Dargestellt in		Vermutliche botanische Zugehörigkeit	
	Probenanzahl ¹⁾	prozentualer Anteil ²⁾	Bei- lage 1	Bei- lage 2		
S P O R I T E S						
<i>Leiotriletes regularis</i> (PF.)	2	1	10	11	Polypodiaceae	
<i>Baculatisporites primarius</i> (WOLFF)	2	2—	10	11	Osmundaceae	
<i>Laevigatosporites haardti</i> (R. POT. & VEN.)	11	1—	12	11	Polypodiaceae	
<i>Polypodiidites alienus</i> (R. POT.)	1	1	10	11	Polypodiaceae	
<i>Equisetosporites</i> sp.	1	5	10	11	Equisetinae	
P o l l e n i t e s						
<i>Tsugaepollenites</i> sp.	2	1	6	1	Pinaceae	
<i>Abietinaepollenites microalatus</i> (R. POT.)	44	1—	72	1	1	Pinaceae
<i>Pinuspollenites labdacus</i> (R. POT.)				1	1	Pinaceae
<i>Piceapollenites alatus</i> R. POT.	13	1—	4	1	1	Pinaceae
<i>Abiespollenites absolutus</i> THIERG.	1	1	1	1	Pinaceae	
cf. <i>Keteleeria</i>	6	1—	3	1	1	Pinaceae
<i>Inaperturopollenites dubius</i> (R. POT. & VEN.)	43	2—	77	2	2	Cupressaceae
Cyperaceae	27	1—	22	7	8	Cyperaceae
<i>Potamogeton</i>	29	1—	17	9	10	Potamogetonaceae
<i>Taxodiaceapollenites biatus</i> (R. POT.)	26	1—	6	2	2	Taxodiaceae
<i>Tetrapidites</i> sp.	3	1—	2	—	—	?
<i>Sequoiapollenites polyformosus</i> THIERG.	3	1	2	1	Taxodiaceae	
<i>Sciadopityspollenites serratus</i> (R. POT. & VEN.)	1	1	2	1	Taxodiaceae	
<i>Ephedripites</i> sp.	5	1—	2	5	7	Ephedraceae
<i>Magnolipollis</i> sp.	16	1—	6	4	6	? Magnoliaceae
<i>Sabalpollenites areolatus</i> (R. POT.)	2	1—	2	4	6	Palmae
<i>Nymphaea</i>	1	1	9	10	Nymphaeaceae	
<i>Ovoidites</i> sp.	2	1—	2	—	—	?
<i>Cupuliferoideaepollenites quisqualis</i> (R. POT.)	26	1—	10	5	7	? Fagaceae
<i>Cupuliferoideaepollenites fallax</i> (R. POT.)	26	1—	10	5	7	? Fagaceae
<i>Quercoidites henrici</i> (R. POT.)	21	1—	4	4	7	Fagaceae
<i>Quercoidites microhenrici</i> (R. POT.)	25	1—	8	4	7	Fagaceae
<i>Tricolpopollenites asper</i> TH. & PF.	37	1—	16	6	7	Fagaceae
<i>Tricolpopollenites parmularius</i> (R. POT.)	10	1—	4	6	7	Eucommiaceae
<i>Fraxinoidites confinis</i> (R. POT.)	27	1—	26	6	—	?
<i>Platanoidites gertrudae</i> (R. POT.)	35	1—	10	5	7	Platanaceae
<i>Caprifoliipites microreticulatus</i> (TH. & PF.)	6	1—	3	4	—	?
<i>Cupuliferoipollenites pusillus</i> (R. POT.)	26	1—	13	5	7	Fagaceae
<i>Cupuliferoipollenites oviformis</i> (R. POT.)				5	7	Fagaceae
<i>Ilexpollenites iliacus</i> (R. POT.)	4	1	6	7	Aquifoliaceae	
<i>Rhoipites pseudocingulum</i> (R. POT.)	17	1—	4	4	7	Anacardiaceae
<i>Tricolporopollenites marcodurensis</i> TH. & PF.	5	1—	2	4	6	Vitaceae
<i>Cyrrillaceapollenites megaexactus</i> (R. POT.)	21	1—	6	4	6	Clethraceae
<i>Cyrrillaceapollenites exactus</i> (R. POT.)	25	1—	7	5	6	Clethraceae
<i>Faguspollenites verus</i> RAATZ	2	1	6	7	Fagaceae	
<i>Nyssapollenites</i> sp.	5	1—	2	5	3	Nyssaceae
<i>Symplocoipollenites vestibulum</i> (R. POT.)	3	1	5	7	Symplocaceae	

<i>Polygonum</i>	1	15	7	8	Polygonaceae
Umbelliferae	4	1— 2	7	8	Umbelliferae
Compositae	5	1— 5	7	8	Compositae
<i>Tetracolporopollenites</i> sp.	6	1— 7	4	6	Sapotaceae
<i>Monoporopollenites gramineoides</i> MEYER	27	1— 66	7	8	Gramineae
<i>Sparganiaceapollenites</i> sp.	30	1— 36	9	10	Sparganiaceae
<i>Betulaceoipollenites bituitus</i> (R. POT.)	17	1— 7	4	6	Myricaceae
<i>Trivestibulopollenites betuloides</i> PF.	23	1— 9	6	6	Betulaceae
<i>Engelhardtioipollenites punctatus</i> (R. POT.)	42	1— 18	3	6	Juglandaceae
<i>Engelhardtoidites microcoryphaeus</i> (R. POT.)	6	1— 3	3	6	Juglandaceae
<i>Triatriopollenites rurensis</i> TH. & PF.	4	1— 3	4	6	Myricaceae
<i>Triatriopollenites myricoides</i> (KREMP)	27	1— 11	4	6	Myricaceae
<i>Intratriporopollenites instructus</i> (R. POT.)	3	1	6	7	Tiliaceae
<i>Subtriporopollenites simplex</i> (R. POT.)	36	1— 14	6	3	Juglandaceae
<i>Corsinipollenites oculus noctis</i> (THIERG.)	2	1— 2	—	—	?
<i>Alnipollenites verus</i> (R. POT.)	25	1— 9	6	3	Betulaceae
<i>Myriophyllum</i>	2	1	9	10	Haloragaceae
<i>Ulmipollenites undulosus</i> WOLFF	43	1— 29	6	4	Ulmaceae
<i>Polyporopollenites carpinoides</i> (PF.)	18	1— 10	6	6	Betulaceae
<i>Polyatriopollenites stellatus</i> (R. POT.)	10	1— 2	6	6	Juglandaceae
<i>Polyporina multistigmata</i> (R. POT.)	35	1—195	8	9	Chenopodiaceae
<i>Periporopollenites stigmatus</i> (R. POT.)	4	1— 2	5	7	Hamamelidaceae
<i>Multiporopollenites maculosus</i> (R. POT.)	34	1— 41	6	5	Juglandaceae
<i>Ericipites</i> sp.	10	1— 5	—	—	Ericaceae

1) Anzahl der untersuchten Proben, in denen die betreffenden Formen festgestellt wurden.

2) Niedrigster und höchster prozentualer Anteil mit dem die entsprechenden Formen vorkommen.

Tabelle 3

Erläuterung zu der Beilage 1: Pollendiagramm der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Spalte

A. Baumpollen

Durchläufer — nur Disaccites (siehe auch Spalte 6)

- 1 *Abietinaepollenites microalatus* (R. POT.)
Pinuspollenites labdacus (R. POT.)
Piceapollenites alatus R. POT.
Abiespollenites absolutus THIERG.
cf. *Keteleeria*

Pliozäne Leitformen — nur Aletes (siehe auch Spalte 5)

- 2 *Inaperturopollenites dubius* (R. POT. & VEN.)
Taxodiaceapollenites hiatus (R. POT.)
Sequoiapollenites polyformosus THIERG.
Sciadopityspollenites serratus (R. POT. & VEN.)

Miozäne Leitformen

- 3 *Engelhardtioipollenites punctatus* (R. POT.)
Engelhardtoidites microcoryphaeus (R. POT.)

- 4 *Magnolipollis* sp.
Sabalpollenites areolatus (R. POT.)
Quercoidites henrici (R. POT.)
Quercoidites microhenrici (R. POT.)
Caprifoliipites microreticulatus (TH. & PF.)
Rhoipites pseudocingulum (R. POT.)
Tricolporopollenites marcodurensis TH. & PF.
Cyrrillaceapollenites megaxactus (R. POT.)
Tetracolporopollenites sp.
Betulaceoipollenites bituitus (R. POT.)
Triatriopollenites rurensis TH. & PF.
Triatriopollenites myricoides (KREMP)

Pliozäne Leitformen (siehe auch Spalte 2)

- 5 *Cupuliferoideaepollenites quisqualis* (R. POT.)
Cupuliferoideaepollenites fallax (R. POT.)
Platanoidites gertrudae (R. POT.)
Ephedripites sp.
Cupuliferoipollenites pusillus (R. POT.)
Cupuliferoipollenites oviformis (R. POT.)
Cyrrillaceapollenites exactus (R. POT.)
Nyssapollenites sp.
Symplocoipollenites vestibulum (R. POT.)
Periporopollenites stigmaticus (R. POT.)

Durchläufer (siehe auch Spalte 1)

- 6 *Tsugaepollenites* sp.
Tricolporopollenites asper TH. & PF.
Tricolporopollenites parmularius (R. POT.)
Fraxinoipollenites confinis (R. POT.)
Ilexpollenites iliacus (R. POT.)
Faguspollenites verus RAATZ
Trivestibulopollenites betuloides PF.
Intratrisporopollenites instructus (R. POT.)
Subtrisporopollenites simplex (R. POT.)
Alnipollenites verus (R. POT.)
Ulmipollenites undulosus WOLFF
Polyporopollenites carpinoides (PF.)
Polyatriopollenites stellatus (R. POT.)
Multiporopollenites maculosus (R. POT.)

B. Nichtbaumpollen, Sporen und Algen

Röhricht- und Ried-Gürtel

- 7 Gramineae (*Monoporopollenites gramineoides* MEYER)
 Cyperaceae
 Umbelliferae
 Compositae
Polygonum

Salzsteppen-Vegetation

- 8 Chenopodiaceae (*Polyporina multistigmata* [R. POT.])

Wasserpflanzen

- 9 *Sparganium* (*Sparganiaceapollenites* sp.)
Potamogeton

Nymphaea
Myriophyllum

Sporen

- 10 *Leiotriletes regularis* (PF.)
Baculatisporites primarius (WOLFF)
Laevigatosporites haardti (R. POT. & VEN.)
Polypodioidites alienus (R. POT.)
Equisetosporites sp.

Algen

- 11 *Botryococcus*

Summe der Baumpollen (Spalten 1—6) = 100 %. Prozente der Nichtbaumpollen (Spalten 7—9), Sporen (Spalte 10) und Algen (Spalte 11) bezogen auf die Summe der Baumpollen.

Petrographie des Profils n. GUDDEN 1974, Beilage 1.

Tabelle 4

Erläuterung zu der Beilage 2: Pollendiagramm der „Braunkohlenflöze“ aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Spalte

A. Baumpollen

Trockene Wälder des Hinterlandes — nur Koniferen
(siehe auch Spalte 7)

- 1 *Tsugaepollenites* sp.
Abietinaepollenites microalatus (R. POT.)
Pinuspollenites labdacus (R. POT.)
Piceapollenites alatus R. POT.
Abiespollenites absolutus THIERG.
cf. *Keteleeria*
Sequoiapollenites polyformosus THIERG.
Sciadopityspollenites serratus (R. POT. & VEN.)

Nasser Sumpfwald (= Cupressaceen-/Taxodiaceen-
Bruchwald)

- 2 *Inaperturopollenites dubius* (R. POT. & VEN.)
Taxodiaceapollenites hiatus (R. POT.)
- 3 *Alnipollenites verus* (R. POT.)
Nyssapollenites sp.
Subtriporopollenites simplex (R. POT.)

Feuchter Ufer- und Auen-Bruchwald

- 4 *Ulmipollenites undulosus* WOLFF
- 5 *Multiporopollenites maculosus* (R. POT.)
- 6 *Polyporopollenites carpinoides* (PF.)
Trivestibulopollenites betuloides PF.
Polyatriopollenites stellatus (R. POT.)
Cyrillaceapollenites megaexactus (R. POT.)

Cyrtaceapollenites exactus (R. POT.)
Magnipollis sp.
Tricolporopollenites marcodurensis TH. & PF.
Betulaceopollenites bituitus (R. POT.)
Triatriopollenites rurensis TH. & PF.
Triatriopollenites myricoides (KREMP)
Engelhardtioipollenites punctatus (R. POT.)
Engelhardtoidites microcoryphaeus (R. POT.)
Sabalpollenites areolatus (R. POT.)
Tetracolporopollenites sp.

Trockene Wälder des Hinterlandes (siehe auch Spalte 1)

- 7 *Cupuliferoipollenites pusillus* (R. POT.)
Cupuliferoipollenites oviformis (R. POT.)
Symplocoipollenites vestibulum (R. POT.)
Ilexpollenites iliacus (R. POT.)
Faguspollenites verus RAATZ
Quercoidites henrici (R. POT.)
Quercoidites microhenrici (R. POT.)
Tricolpopollenites asper TH. & PF.
Cupuliferoideaepollenites quisqualis (R. POT.)
Cupuliferoideaepollenites fallax (R. POT.)
Tricolpopollenites parmularius (R. POT.)
Rhoipites pseudocingulum (R. POT.)
Intratrisporopollenites instructus (R. POT.)
Periporopollenites stigmaticus (R. POT.)
Platanoidites gertrudae (R. POT.)
Ephedripites sp.

B. Nichtbaumpollen und Sporen

Röhricht- und Ried-Gürtel

- 8 Gramineae (*Monoporopollenites gramineoides* MEYER)
Cyperaceae
Umbelliferae
Compositae
Polygonum

Salzsteppen-Vegetation

- 9 Chenopodiaceae (*Polyporina multistigmata* [R. POT.])

Wasserpflanzen

- 10 *Sparganium* (*Sparganiaceapollenites* sp.)
Potamogeton
Nymphaea
Myriophyllum

Sporen

- 11 *Leiotriletes regularis* (PF.)
Baculatisporites primarius (WOLFF)
Laevigatosporites haardii (R. POT. & VEN.)
Polypodioidites alienus (R. POT.)
Equisetosporites sp.

Summe der Baumpollen (Spalten 1—7) = 100 %. Prozente der Nichtbaumpollen und Sporen (Spalten 8—11) bezogen auf die Summe der Baumpollen.

Tabelle 5

Erste Maxima des Chenopodiaceen-Pollens in Bohrungen aus dem Nördlinger Ries

Name	Bohrungen		Chenopodiaceen-Vorkommen	
	Ansatzpunkt über NN	Teufe	Prozentualer Anteil	Höhe über NN
Nördlingen 1973	etwa 427 m	5,9 m	42 %	etwa 420 m
Deiningen 1	etwa 415,5 m	5,0 m	1 %	etwa 385 m
		20,0 m	3 %	
		29,0—31,0 m	33 %	
Heinrich	etwa 431 m	5,0—25,0 m	26 %	426—406 m
Tuchfabrik Busse	etwa 430 m	10,8 m	21 %	etwa 420 m
		15,8 m	33 %	etwa 415 m
Oettingen I	etwa 419 m	16,0—25,0 m	9 %	etwa 385 m
		25,0—30,0 m	9 %	
		30,0—38,0 m	26 %	
Oettingen II	etwa 420 m	13,0—16,0 m	5 %	etwa 400 m
		16,0—20,0 m	8 %	
		20,0—22,0 m	44 %	

Kohlenpetrographische Untersuchung der See-Sedimente der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 und Vergleich mit anderen Untersuchungsergebnissen aus dem Ries

VON MONIKA WOLF

Mit 4 Abbildungen und 2 Tabellen

Kurzfassung

Die sogenannten Kohlenflöze sind als tonige Kohle oder kohligter Ton zu bezeichnen. Es sind nasse, teils subaquatische Bildungen. Die Torfbildung kam nicht durch Verlandung, sondern durch erneuten Wasseranstieg im Riesessel zum Erliegen. — Die Inkohlung der organischen Reste nimmt in den See-Sedimenten mit der Tiefe schnell zu. Bei ca. 250 m Teufe ist das Glanzbraunkohlen-Stadium erreicht. Der hohe Inkohlungsgrad ist als Ursache für das Auftreten von Erdöl in den See-Sedimenten anzusehen.

Summary

The so-called coal seams are clayey lignits or coaly clays. They are caused by wet conditions, partly subaquatic. The peat formation was stopped by rising water level of the Ries lake not by drying up. — The coalification of the organic remains increases rapidly. Near 250 m depth the rank of subbituminous coal is reached. The high rank is the reason for the occurrence of oil within the sediments.

Inhalt

	Seite
1. Petrographie der Braunkohlenflöze und ihrer Fazies	127
1.1. Flöz 1 (14,90—15,60 m)	128
1.2. Flöz 2 (34,15—35,15 m)	129
1.3. Flöz 3 (36,92—37,35 m)	131
2. Diagenese der Pflanzenreste in den Sedimenten	132
3. Literatur	137

1. Petrographie der Braunkohlenflöze und ihrer Fazies

Die in der Bohrung angetroffenen Flöze sind eigentlich nur Horizonte, in denen die See-Sedimente reich an Pflanzenresten sind. Nur Flöz 3 ist eine tonige Kohle. Das zeigen die Aschengehalte der Durchschnittsproben:

Flöz 1 (14,90—15,60 m) 60,2 % Asche wf¹⁾

Flöz 2 (34,15—35,15 m) 62,4 % Asche wf

Flöz 3 (36,92—37,35 m) 30,6 % Asche wf

Aus den kohligen Horizonten standen halbe Kerne zur Verfügung. Sie wurden zu Stückschliffen und Grobkornschliffen verarbeitet. Von einer repräsentativen Durchschnittsprobe wurden die chemischen Analysen angefertigt. — Die Anschliffe sind im Auflicht-Hellfeld und bei Blaulicht-Bestrahlung (Erreger-Filter BG 12, Sperr-Filter 540 nm) untersucht worden. Die mikroskopischen Beobachtungen sind im folgenden Text festgehalten. Eine Zählung der einzelnen Komponenten erfolgte nicht. Sie schien durch den hohen Gehalt anorganischer Beimengungen wenig sinnvoll.

1.1. Flöz (14,90—15,60 m)

Dieses Flöz besteht fast ausschließlich aus dunklem kohligem Ton. Nur zwei Lagen im Flöz waren als Kohle zu bezeichnen; sie wurden näher untersucht.

Probe 11 762²⁾ (15,26—15,38 m)

Makroskopisch: Von 15,26—15,35 m ungeschichtete Kohle mit Holzeinlagerungen und einer großen Tonlinse. Von 15,35—15,38 m feingeschichtete Kohle, erscheint tonreicher als das obere Kernstück.

Mikroskopisch: Im oberen Teil Ton, der mit Geweberesten durchsetzt ist. Diese Gewebefragmente zeigen alle Übergänge vom humosen Textinit zum inerten Fusinit. Vergelte Gewebereste (Ulminit) sind selten. Dagegen finden sich im Ton dünne strukturlose Lagen, sie sind sicher aus amorphen Humuscolloiden hervorgegangen (Gelocollinit). — Das Fluoreszenz-Bild zeigt in einzelnen dünnen Lagen Anreicherungen von Sporinit und Cutinit. Dort ist auch der Ton mit mehr Humuscolloiden durchsetzt als üblich und demzufolge ohne Fluoreszenz-Eigenschaften. Im übrigen zeigt der Ton ockerfarbene Fluoreszenz. — Der Gelocollinit durchsetzt an einzelnen Stellen den Ton auch senkrecht zur Schichtung.

Im unteren Teil tritt ein ähnlicher Ton wie der aus dem oberen Teil beschriebene mit Einlagerungen von Gewebefragmenten auf. Dünne Lagen, in denen neben Sporinit und Cutinit auch Alginit auftritt, sind häufiger. Der helleren Fluoreszenzfarbe nach zu urteilen, sind an diese Tone Bitumina gebunden. Außerdem treten tierische Reste (Schwammnadeln) in diesem Teil des Kernstückes auf. — Im Ton viele Pyritglobulite.

Fazies: Von unten nach oben Übergang von Stillwasserbildung (Sapropelfazies) zu Sedimenten, die in bewegtem Wasser entstanden, d. h. mehr zusammengespült wurden.

Probe 11 765 (15,53—15,60 m)

Makroskopisch: Grauer feingeschichteter kohligter Ton, auf den Schichtflächen sind Gewebereste zu erkennen. Nach dem Trocknen auf allen Oberflächen Sulfat-Ausblühungen.

Mikroskopisch: Innige Verwachsungen von strukturlosem Gelocollinit mit Ton und viel feinstverteiltem Pyrit. Inertinit ist selten, meist als unregelmäßige Bruchstücke auftretend. Das Sediment ist feingeschichtet. Bei Blaulicht-Bestrahlung ist großer Reichtum an Sporinit und Cutinit zu erkennen. Im Gegensatz zu den Inertinit-Stücken sind die Exinit-Macerale gut in die Feinschichtung eingeregelt. Der Sporinit hat z. T. hellgelbe, z. T. auch orangefarbene Fluoreszenzfarbe. Im Ton unregelmäßige Schlieren mit ziegelroter Fluoreszenz, die schnell verblaßt. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um im Tonstein fein verteiltes Chlorophyll.

Fazies: Sapropelitisches Milieu (?).

¹⁾ Prozente bezogen auf wasserfreie Substanz.

²⁾ Nummern der Anschliff-Sammlung im Dezernat Kohlenpetrologie des GLA Krefeld.

1.2. Flöz 2 (34,15—35,15 m)

Dieses Flöz wurde vollständig kohlenpetrographisch untersucht.

Probe 11 767 (34,15—34,25 m)

Makroskopisch: Von 34,15 bis 34,20 m ein zusammengepreßtes Holzstück (Xylit), das große Harzeinlagerungen enthält. Das Harz läßt sich mit einem Streichholz entzünden (s. a. GUDDEN 1974, Abb. 2).

Unter dem Holz tritt schwarze geschichtete Kohle auf. Auf den Schichtflächen sind Gewebereste zu erkennen.

Mikroskopisch: Der Xylit besteht aus vollkommen unvergelmten dunklen Gewebe, das stellenweise rote Innenreflexe hat. Randlich treten dickwandige zellulosereiche Zellschichten auf (Textinit A). Das Fluoreszenzbild zeigt die Strukturen eines Gymnospermen-Holzes. Da kaum Phlobaphinit auftritt, in einzelnen Lagen aber angereichert Resinit vorkommt, dürfte es sich um ein Coniferen-Holz handeln.

Das unterhalb des Holzes liegende Sediment besteht aus einer kohlig-tonigen Grundmasse, die reich ist an Chlorophyllinit und Fluorinit. Der eingelagerte Sporinit fluoresziert in den verschiedensten Farben, von hellgrün bis zu dunkelrot. Die dunkelroten Pollenkörner oder Sporen bleichen während der Bestrahlung schnell aus. Die Färbung dürfte danach von Chlorophyll-Stoffen herühren, die an die Wachsubstanzen der Exinen angelagert wurden. — Vergeltes humoser Detritus (Densinit), der neben der kohlig-tonigen Grundmasse zu beobachten ist, ist mit Pilzsporen durchsetzt.

Fazies: Sapropelitisches Milieu (?).

Probe 11 768 (34,25—34,33 m)

Makroskopisch: Plattgedrücktes Holzstück, senkrecht zur Längserstreckung erbohrt.

Mikroskopisch: Vollkommen unvergelmtes Gymnospermen-Holz (Textinit A). Ob es sich um Coniferen-Holz handelt, kann nicht entschieden werden.

Probe 11 769 (34,33—34,37 m)

Makroskopisch: Schwach geschichteter, gewebereicher kohligler Ton.

Mikroskopisch: Im Ton Gelocollinit und Gewebereste, deren Zellumen mit fluoreszierendem Material gefüllt sind. Ob es sich dabei um Resinit oder eine nachträgliche bituminöse Durchtränkung handelt, ist unklar. Außerdem im Ton Sporinit und Chlorophyllinit. — Im Ton treten größere Pyritglobulite auf, der Gelocollinit ist mit winzig kleinen Pyriten fein gespickt.

Fazies: Reduzierendes, sapropelitisches Milieu.

Probe 11 770 (34,37—34,45 m)

Makroskopisch: Die Probe besteht nur aus zwei kleinen Holzstückchen.

Mikroskopisch: Textinit A wie in Probe Nr. 11 768.

Probe 11 771 (34,45—34,55 m)

Makroskopisch: Grauer geschichteter kohligler Ton. Auf den Schichtflächen kleine Holzreste und Gewebefragmente.

Mikroskopisch: Unter dem Mikroskop ist die makroskopisch sichtbare Schichtung nur schwach zu erkennen. Die tonige Grundmasse ist nicht sehr reich an organischen Resten. Diese sind auch nur zum geringsten Teil humoser Natur. Vorwiegend sind unfigurierte bituminöse Sub-

stanzen (Fluorinit?), Sporinit und Algitit zu beobachten. — Pyritglobulite sind reichlich vorhanden, in Linsen und Lagen angereichert.

Fazies: Sapropelitisches Milieu.

Probe 11 772 (34,55—34,72 m)

Makroskopisch: Holz- und gewebereicher, grauer kohligter Ton.

Mikroskopisch: Humoser Ton mit größeren harzführenden Geweberesten. Die Schichtung im Ton ist im unteren Kernteil besser entwickelt als im oberen. In der tonigen Grundmasse stark vergelte Partien. Die Fluoreszenz der Grundmasse ist gering. Es treten Anreicherungen hellgelb fluoreszierender bituminöser Substanzen in Rissen und um Harzkörner herum auf. Sporinit ist im Vergleich zu den vorhergehenden Proben selten. — Pyrit ist reichlich vorhanden, z. T. in Linsen angereichert.

Fazies: Etwa sapropelitisches Milieu. Im Gegensatz zur vorigen Probe macht sich aber der Einfluß des nahen Ufers stärker bemerkbar. Das kommt besonders im hohen Gehalt an Gewebefragmenten zum Ausdruck.

Probe 11 773 (34,72—34,85 m)

Makroskopisch: Braungrauer geschichteter Ton mit Geweberesten auf den Schichtflächen. — Für kohlenpetrographische Untersuchungen nicht geeignet.

Probe 11 774 (34,85—34,95 m)

Makroskopisch: Schwach geschichtete, sehr dunkle tonige Kohle. Auf den Schichtflächen befinden sich Gewebe- und Holzkohlen-(Fusit-)Stücke.

Mikroskopisch: Nach den im Anschliff sichtbaren Mengen an Tonmineralen handelt es sich auch bei diesem „Flöz“-Abschnitt nur um kohligten Ton. Das feingeschichtete Sediment enthält größere Gewebereste und Kutikeln. Sporinit ist nicht sehr häufig. Resinit tritt in linsenförmigen Anreicherungen auf. Er hat eine auffallend hellgelbe Fluoreszenzfarbe. Im Auflicht-Hellfeld ist die Schliff-Fläche dieser Resinite schaumig porös. An Inertinit-Maceralen treten Macrinit, Semifusinit und Fusinit auf. Die Fusinite haben meistens gequollene dicke Zellwände.

Fazies: Subaquatische, aber wahrscheinlich keine ausgesprochen sapropelitische Bildung, in die Blätter und Holzkohlenreste hineingeweht und gespült wurden.

Probe 11 775 (34,95—35,05 m)

Makroskopisch: Feingeschichteter braungrauer kohligter Ton. Auf den Schichtflächen Gewebereste. Nach dem Trocknen blättrig aufspaltend.

Mikroskopisch: Feingeschichteter Ton mit Kutikeln und (meist unverdrückten) Pollen. Gewebereste sind im Schliff nicht sehr häufig, sie dürften in der Mehrzahl von Blättern herühren, da sie meistens zusammen mit Cutinit vorkommen. Im Ton relativ viel Chlorophyllinit. — Der Schliff enthält ziemlich viel dünnwandigen Brandfusit.

Fazies: Sapropel-Gestein mit eingewehten Holzkohlenresten.

Probe 11 776 (35,05—35,15 m)

Makroskopisch: Feingeschichteter dunkelbrauner kohligter Ton. Auf den Schichtflächen Gewebe-, Holz- und Fusitstücke.

Mikroskopisch: Feingeschichteter Ton mit in die Schichtung eingeregelteten Geweberesten, Kutikeln, Pollenkörnern und Fusitstücken. Der Fusit ist vorwiegend dünnwandiger Brandfusit. Chlorophyllinit ist selten.

Fazies: Subaquatische Bildung, kein ausgesprochener Sapropelit.

Probe 11 777 (35,15—35,30 m)

Makroskopisch: Grauer, kompakter Ton. — Keine kohlenpetrographischen Untersuchungen.

1.3. Flöz 3 (36,92—37,35 m)**Probe 11 778 (36,94—37,12 m)**

Makroskopisch: Geschichtete tonige Kohle mit Geweberesten und Holzkohlenstücken auf den Schichtflächen. Ein größeres eingelagertes Holzstück geht an einer Seite in Holzkohle über. — Das ganze Kernstück ist mit Sulfat-Ausblühungen überzogen.

Mikroskopisch: Die Gewebereste sind fast alle dem dunklen Textinit A zuzuordnen; sie stammen vermutlich von Gymnospermen. Wie schon am Kern zu sehen war, gehen die Textinite häufig in Semifusinit und Fusinit über. Die Kohle ist reich an — vorwiegend dickwandigen — Kutikeln. Sporinit tritt nicht allzu häufig auf.

Fazies: Sehr feuchte Bildung, wahrscheinlich im Niveau des Seewasserspiegels sedimentiert. Darauf weist der Übergang von Textinit in Semifusinit und Fusinit hin.

Probe 11 779 (37,12—37,25 m)

Makroskopisch: Geschichteter, dunkler kohligter Ton mit Geweberesten und einem Fusitstück auf den Schichtflächen. — Allseitig mit Sulfatausblühungen überzogen.

Mikroskopisch: Ähnlich dem Schliff 11 778, Textinit A ist seltener. In dünnen Lagen ist Sporinit häufig. Außerdem treten hellgelb bis hellrot fluoreszierende körnige Resinite auf. Auch einige Pollenkörner haben intensiv rote Fluoreszenzfarbe. — Reich an Macrinit und Fusinit.

Fazies: Ähnlich Probe 11 778 mit Tendenz zu Sapropel.

Probe 11 780 (37,25—37,35 m)

Makroskopisch: Feingeschichtete tonige Kohle allseitig von Sulfat-Ausblühungen überdeckt.

Mikroskopisch: Dichte Folge zusammengepreßter Blätter, dazwischen Reste von Gymnospermen-Geweben, von Humuscolloiden durchsetzter Ton und viel Resinit vom oben beschriebenen schaumig-porösen Typ. Da dieser Resinit in diesem Schliff häufig innerhalb der Kutikeln gefunden wurde, dürfte es sich dabei um polymerisierte Öltröpfchen aus den Blättern handeln. Dazu passen auch die dickwandigen Kutikeln. — Extrem viel Pyrit.

Fazies: Sehr feuchte Bildung, wahrscheinlich im Niveau des Grundwasserspiegels sedimentiert.

Die Einzelbeschreibungen zeigen, daß alle drei Flöze recht nasse Bildungen sind. Die bei fast allen Proben sichtbare Schichtung weist sogar auf meist subaquatische Ablagerung hin. Flöz 3 ist im unteren Teil als Anhäufung faulender Blätter vorzustellen, wie sie oft in stillen Buchten von Seen zu sehen sind. Das mittlere Flöz 2 zeigt deutlichen Einfluß der Ufervegetation, die Holzreste lassen auf einen nahen Bruchwald schließen. Dieses Flöz ist die am stärksten humose Bildung, es hat auch den geringsten S-Gehalt. Die darunter und darüber liegenden Flöze haben einen mehr sapropelitischen Charakter. Flöz 1 zeigt in seinen oberen Teilen Übergang zu erneuter Ablagerung anorganischer See-Sedimente. Dafür spricht der zunehmende Ton-Gehalt. Die Kohle ist ungeschichtet und macht den Eindruck, zusammengespült worden zu sein. Auch die darin enthaltenen Schwamm-Nadeln weisen auf ein neues See-Stadium hin und nicht auf Austrocknung und Verlandung.

Für alle drei Flöze sind mehr oder weniger reduzierende Bedingungen für die Entstehung anzunehmen, es sind Übergänge von Halbfaulschlamm- in Faulschlammbildungen zu vermuten. Reine Humusgesteine treten nicht auf. Diese Deutungen beruhen auf der Beobachtung von Chlorophyllinit in den kohligen Tonen und dem überall in wechselnden Mengen auftretenden Pyrit. POTONIE, JACOB & REHNELT (1972 S. 171) bezeichnen als chlorophyll-erhaltende Faktoren Lichtabschluß, Anaerobie, Einbettung in Fette, Wachse und Kohlenwasserstoffe und ein mehr oder weniger alkalisches Milieu. Von diesen Faktoren sind in den „Kohlen“ Anaerobie und alkalisches Milieu nachzuweisen durch das Auftreten von Pyrit in der Kohle und der Seekreiden in ihrer Nachbarschaft. Von den drei Flözen zeigt sicher das unterste die deutlichsten saprobischen Eigenschaften. Das kommt auch in den Schwefelgehalten zum Ausdruck. Folgende Gesamt-Schwefelgehalte wurden bestimmt:

Flöz 1	9,5 % S wf
Flöz 2	5,2 % S wf
Flöz 3	16,4 % S wf

2. Diagenese der Pflanzenreste in den Sedimenten

Die Angaben zur Diagenese der See-Sedimente beruhen ausschließlich auf Inkohlungsuntersuchungen mit Hilfe von Reflexionsmessungen. Das Problem der Messungen liegt in der Auswahl der dafür geeigneten Reste. In den drei Braunkohlen-„Flözen“ ist das relativ einfach. Es werden vergelte, d. h. homogenisierte Gewebereste (= Ulminit B) oder — falls vergelte Gewebereste selten sind — vergelte Partien in der detritischen Grundmasse (= Densinit) gemessen. In den Sedimenten müssen es solche inkohlten Pflanzenteile sein, die sich von humosen Resten ableiten lassen. Harz- und Wachsbestandteile sind ungeeignet, sie haben ein zu geringes Reflexionsvermögen, ebenso die sog. verkienten Gewebereste, die von Coniferen herrühren und cellulosereichen Steinholzzellen (Textinit A und Ulminit A der Kohlenpetrographischen Nomenklatur). Auch alle oxydierten (verwitterten) Pflanzenreste sowie Pilzreste scheiden für die Messungen aus, sie haben ein zu hohes Reflexionsvermögen. Es ist also nicht leicht, geeignetes Material für die Reflexionsmessungen auszuwählen, besonders weil ein großer Teil des in die See-Sedimente eingewehten oder eingespülten Pflanzenhäcksels vor der Sedimentation schon angewittert war und deshalb für die Messungen unbrauchbar geworden ist. Beispiele dafür dürften die Reflexionswerte aus 258—261 m Teufe sein, sie fallen aus dem allgemeinen Trend heraus (Tab. 1). Auch die großen Schwankungen in den Ergebnissen insgesamt deuten darauf hin, daß sich Oxydationseinflüsse nicht immer sicher erkennen lassen. Andererseits gibt das am Phlobaphinit in einem Textinit A bestimmte Reflexionsvermögen von 0,40 % (307,6 m Teufe) einen Anhaltspunkt dafür, daß die Inkohlung mindestens bis zu diesem Reflexionsvermögen gestiegen sein muß.

In einigen Proben aus den See-Sedimenten war außerdem zu beobachten, daß Resinite (= Harzkörner), Gewebereste und Pilzsklerotien ein einheitliches Reflexionsvermögen zwischen 0,25 % Rm und 0,30 % Rm hatten. Diese Erscheinung kann nur auf eine Bitumentränkung, d. h. eine Art Gagat-Bildung im Mikrobereich, zurückgeführt werden. Dadurch haben die Bestandteile aller drei Reflexionsgruppen, der dunklen Liptinite, der grauen Huminite und der hellen Inertinite, das gleiche Reflexionsvermögen bekommen. Das ist eine weitere Schwierigkeit, die bei den Messungen auftauchte. Es war also bei jeder Probe nötig, sich von sicheren Liptinit-Maceralen und eindeutig oxydierten Teilchen an die zu messenden Pflanzenreste aus der Huminitgruppe heranzutasten.

Die Messungen haben — nach dem Kurvenverlauf — in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 eine Zunahme der mittleren Reflexion von ca. 0,3 % Rm in den obersten kohligen Horizonten bis auf ca. 0,5 % Rm in pflanzlichen Resten aus 300 m Tiefe ergeben (Tab. 1 und Abb. 1). Innerhalb von 300 m

Teufendifferenz steigt demnach die Inkohlung vom Weichbraunkohlenstadium über die Mattbraunkohle bis zum Glanzbraunkohlenstadium an. Das ist eine auffallend rasche Inkohlungs Zunahme von 0,075 % Rm pro 100 m Teufe.

Tabelle 1

Ergebnisse der Reflexionsmessungen an Proben aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973.

Teufe (m)	n	s	v (%)	\bar{R}_m %
15,53—15,60	19	0,03	10,8	0,30
34,15—35,15	66	0,03	11,0	0,31
36,92—37,25	34	0,03	9,2	0,34
48,10—48,15	11	0,02	5,8	0,36
55,0	20	0,03	9,1	0,33
64,0	8	0,04	10,7	0,33
78,0	6	0,04	11,4	0,35
109,3	4	0,03	7,1	0,40
133,7	12	0,03	7,4	0,38
139,35—139,42	8	0,03	6,8	0,44
149,2	2	—	—	0,40
247,9	4	0,04	8,7	0,47
254,0	15	0,05	10,1	0,49
258,51—258,56	10	0,02	4,1	(0,55)
261,5	7	0,06	11,6	(0,55)
307,6	8	0,02	4,9	0,40

Für die Richtigkeit der Messungen in den Sedimenten gibt es mehrere Beweise. Der überzeugendste Beweis ist das Austreten von Erdöl aus den Bohrkernen. Erdöl als eigene Phase ist nach WASSOJEWITSCH et al. (1967) — und inzwischen auch vielen anderen Autoren — frühestens bei einem Reflexionsvermögen der huminitischen Reste von 0,5 % Rm zu erwarten.

Bei gleichem Reflexionsvermögen der Huminite von 0,5 % hat M. TEICHMÜLLER (1975) Austritte bituminöser Substanzen aus Liptinit-Maceralen in Kohlen beobachtet. In den Seesedimenten waren in ca. 250 m Teufe Resinite mit schichtparallelem Auslaufen von Substanz zu beobachten (Abb. 2). In Schliften senkrecht zur Schichtung haben diese Resinit-Körner schwanzartige Fortsätze. Diese ausgelaufenen Harz-Substanzen sind mit den von M. TEICHMÜLLER beschriebenen Bitumen-Austritten zu vergleichen, die sie Exsudatinit genannt hat.

Die Fluoreszenz-Spektren der Sporinite verändern sich zwischen 15 m und 254 m Teufe nicht. Der Rot/Grün-Quotient beträgt 0,83 bzw. 0,82. Dieser Wert entspricht einer Inkohlung mit 0,35—0,40 % Rm des Huminitits, er liegt zwischen niedrigstem und höchstem bestimmten Reflexionsvermögen. Das Ergebnis widerspricht nicht dem durch die Kurve wiedergegebenen mittleren Inkohlungsverlauf.

Ab ca. 230 m Teufe wurde in bituminösen Schlieren und resinitischen Körnern beginnende Micrinit-Bildung beobachtet (Abb. 3). M. TEICHMÜLLER beschreibt das

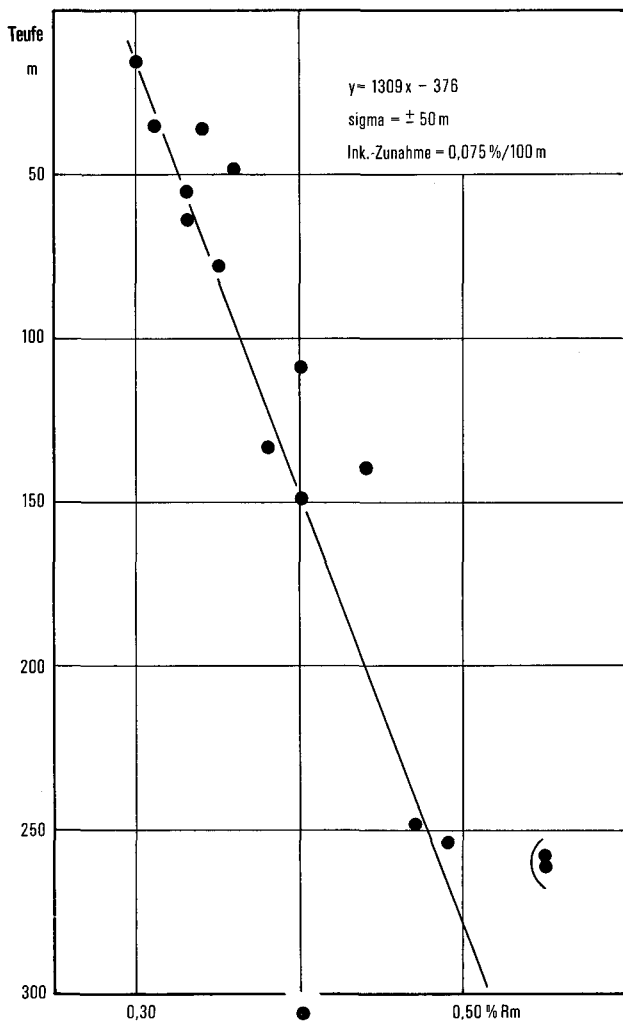


Abb. 1. Der Inkohlungsverlauf in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973.

The progress of coalification within the borehole Nördlingen 1973.

erste Auftreten von Micrinit im beginnenden Steinkohlenstadium, in Flammkohlen mit mehr als 0,6 % Rm. Danach sind die an den Ries-Proben bestimmten Reflexionen noch relativ niedrig. Keinesfalls kann man davon ausgehen, daß sich in den Seesedimenten der Inkohlungsgrad über ca. 300 m Teufe hinweg nicht verändert.

Aus dem Inkohlungsgrad der Braunkohle zwischen 12 m und 39 m Teufe läßt sich indirekt etwas über die ehemalige Überlagerung sagen. Es muß eine merkliche Überlagerung vorhanden gewesen sein, die die Entwässerung des Torfes und die Umwandlung der Pflanzenreste zu Braunkohle mit 0,30 bis 0,34 % Rm bewirkte. Auch aus der Fazies des obersten Flözes läßt sich ableiten, daß die Torf-

akkumulation nicht durch zunehmende Verlandung, sondern durch erneuten Anstieg des Wasserspiegels (Schwamm-Nadeln in der Kohle!) zum Erliegen kam.

Im Niederrheinischen Braunkohlenrevier, in dem die Kohle den gleichen Inkohlungsgrad hat wie im Ries, lassen sich Anhaltspunkte für eine Abschätzung der ehemals über der Kohle abgelagerten Sedimentdecke gewinnen: Im Bereich des geplanten Tieftagebaus Hambach liegen über der Kohle ca. 200 m mächtige tertiäre Sedimente (HAGER 1968, Abb. 5). Die Schichtfolge ist nicht ganz vollständig, sie wird diskordant überlagert vom plio-/pleistozänen Deckgebirge. Wenn man für das Ries ca. 100 m Sedimente über den Braunkohlen annimmt, die heute abgetra-

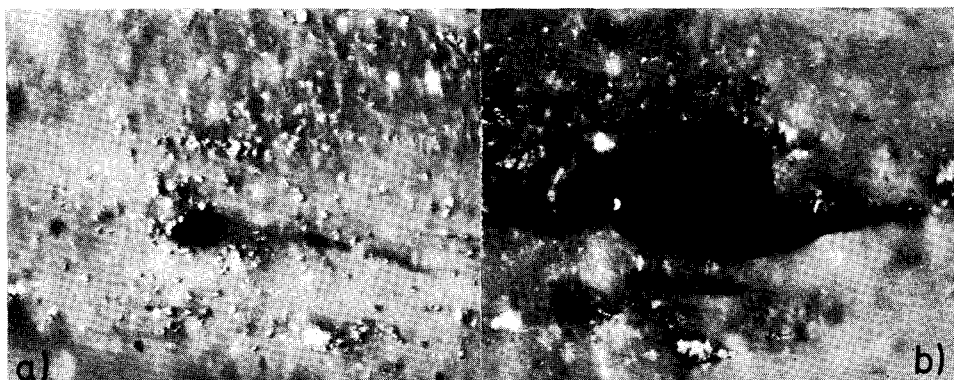


Abb. 2. Zwei Beispiele von Resiniten, aus denen \pm flüssige Substanz ausgetreten ist. Auflicht-Hellfeld, Ölimmersion; Vergrößerung 500fach.

Two examples of resinite from which \pm liquid substance is extracavated. Incident light, oil immersion; magnification 500.

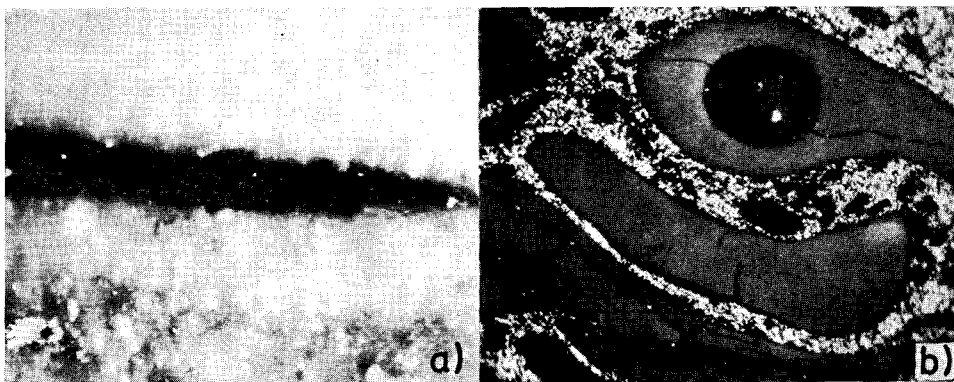


Abb. 3. Beginnende Micrinit-Bildung im Bitumen. a = dünne Bitumenschliere, b = bituminöse Grundmasse mit Micrinit, in die tierische Reste eingebettet sind (Fluoreszenz des Bitumens gelb bis hellbraun, Micrinit ohne Fluoreszenz). Auflicht-Hellfeld, Ölimmersion; Vergrößerung 500fach.

Micrinite formation starting within bituminous substances. a = thin bituminous layer, b = bituminous groundmass with micrinite in which animal remains are imbedded (Fluorescence of the bituminous material yellow to light brown, micrinite without fluorescence). Incident light, oil immersion; magnification 500.

gen sind, so ist das sicher nicht zu hoch gegriffen. 100 m beträgt die Differenz zwischen der Lage der braunkohlenführenden Schichten und den Wall-Höhen. Mit BOLTEN & MÜLLER (1970) möchte ich deshalb annehmen, daß nach dem Ries-Ereignis eine „Plombierung der Landschaft“ durch jüngere Sedimente stattfand und der Ries-Kessel erst in jüngster Zeit wieder ausgeräumt wurde.

Die schnelle Inkohlungs Zunahme mit der Teufe in der Bohrung Nördlingen 1973 überrascht, obwohl sie eigentlich zu erwarten war, da während des Abteufens nennenswerte Mengen an Erdöl aus den gezogenen Kernen ausliefen. Um ganz sicher zu gehen, wurde eine zweite Probenreihe aus der alten Bohrung Deiningen 1 untersucht (Tab. 2). Es wurde nur wenig Material gefunden, das sich für Reflexionsmessungen eignete, aber schon diese Werte zeigen ein völlig gleichsinniges Inkohlungs-Verhalten in beiden Bohrungen (Abb. 4). Die etwas geringere Inkohlung in der Bohrung Deiningen 1 dürfte durch Teufenunterschiede sich entsprechender Horizonte in den Bohrungen zu erklären sein. Nach v. d. BRELIE (in diesem Band) wurde in der Bohrung Deiningen 1 das erste Chenopodiaceen-Maximum ca. 25 m tiefer angetroffen (bei ca. 30 m) als in der Bohrung Nördlingen 1973 (bei 5,9 m). Korrigiert man diese Angaben mit den Höhenlagen der Bohrungsansatzpunkte (Nördlingen: 427 m, Deiningen: 415,7 m), dann liegen die vergleichbaren stratigraphischen Horizonte in der Bohrung Deiningen 1 um ca. 35 m tiefer als in der Bohrung Nördlingen. Der um diesen Wert korrigierte Inkohlungsverlauf der Bohrung Deiningen fällt nahezu mit dem der Bohrung Nördlingen 1973 zusammen (Abb. 4). — Zwei Proben aus der Bohrung Öttingen 2 schließen direkt an den Inkohlungsverlauf der Bohrung Nördlingen 1973 an (Abb. 4 und Tab. 2).

Tabelle 2

Ergänzende Reflexionsmessungen aus älteren Ries-Bohrungen.

Teufe (m)	n	s	v (‰)	\bar{R}_m ‰
1. Bohrung Deiningen 1				
50	2	—	—	0,29
60	11	0,03	10,2	0,31
145	7	0,07	17,6	0,37
251—254	10	0,03	6,4	0,46
2. Bohrung Öttingen 2				
22—26	4	—	—	0,31
34,5	3	—	—	0,35

Der recht hohe Inkohlungsgrad der pflanzlichen Reste in den Sedimenten läßt nach den Bedingungen fragen, die für dieses Diagenese-Stadium erforderlich sind. Nach WASSOJEWITSCH et al. (1969) entstehen Hartbraunkohlen mit 0,5 ‰ Rm des Vitrinitis bei Temperaturen von 60° C. Das ist auch die Mindest-Temperatur für beginnende Erdöl-Bildung. Unter der Annahme eines bis in das Quartär voll mit Sedimenten gefüllten Ries-Kraters, haben die tiefsten untersuchten Seesedimente ca. 10 Millionen Jahre lang unter ca. 400 m Sedimentbedeckung gelegen. Der

Temperatur-Gradient müßte dann (ausgehend von 20° C Oberflächen-Temperatur) 10° C pro 100 m Teufe betragen haben! Das ist sehr ungewöhnlich und nur durch Aufheizung aus dem tieferen Untergrund heraus zu erklären. Heute lassen sich anomale Temperatur-Verhältnisse nicht mehr nachweisen.

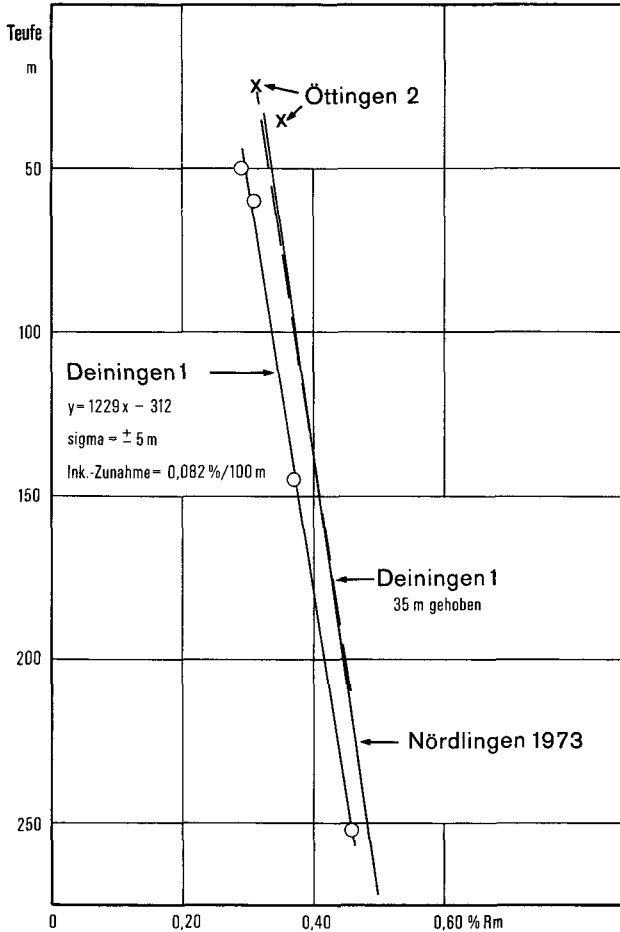


Abb. 4. Vergleich der Inkohlungsverhältnisse in den Bohrungen Nördlingen 1973 und Deiningen 1.
Comparison of the coalification of the boreholes Nördlingen 1973 and Deiningen 1.

3. Literatur

- BOLTEN, R. & MÜLLER, D.: Das Tertiär im Nördlinger Ries und in seiner Umgebung. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 87—130, 1 Tab., München 1970.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 11—31, 6 Abb., 1 Farbt., 2 Beil., München 1974.
- HAGER, H.: Zur Gleichstellung und Genese der Flöze im rheinischen Braunkohlenrevier. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 16, S. 73—84, 8 Abb., Krefeld 1968.

- POTONIE, R. & JACOB, H. & REHNELT K.: Zustand des Blattgrüns in Böden, Sapropeliten, Torfen, Kohlen und sonstigen Kaustobiolithen. „Chlorophyllinit“. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 21, S. 151—174, 6 Abb., 3 Tab., Krefeld 1972.
- TEICHMÜLLER, M.: Über neue Macerale der Liptinit-Gruppe und die Entstehung von Micrinit. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 24, S. 37—64, 2 Abb., 2 Tab., 11 Taf., Krefeld 1974.
- WASSOJEWITSCH, N. B. & KORTSCHAGINA, JU. I. & LOPATIN, N. W. & TSCHERNYSCHEW, W. W. & TSCHERNIKOW, K. A.: Die Hauptphase der Erdölbildung. — Z. angew. Geol., 15, S. 611 bis 622, 11 Abb., Berlin 1969.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 13. 9. 1976.

Organisch-geochemische und -petrologische Untersuchungen an den See-Sedimenten aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

VON ALFRED HOLLERBACH, HEINZ HUFNAGEL UND HERMANN WEHNER

Mit 1 Abbildung und 3 Tabellen

Kurzfassung

In der Bohrung Nördlingen setzt sich zwischen 4 und 50 m Tiefe das relativ reichlich vorhandene organische Material vorwiegend aus eingeschwemmten Resten höherer Pflanzen zusammen, humose und inertinitische Partikel überwiegen. Entsprechend ausgeprägt ist die Bevorzugung der ungeradzahligen n-Paraffine, als Markerverbindung kommt ein von Coniferen stammendes Diterpan vor, der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert des Kerogens von -27‰ ist charakteristisch für Landpflanzen.

Im Abschnitt von 50—100 m sinken die organischen Kohlenstoff- und Extraktgehalte ab, Liptinit, bestehend aus Alginit und Sporinit, überwiegt. Die n-Paraffin-Verteilung und das Auftreten des Diterpans weisen noch auf eine starke terrestrische Beeinflussung hin.

Zwischen 100 und 250 m sind autochthone Algenlagen für die hohen Kohlenstoff- und Extraktwerte verantwortlich, die in einem Paket bituminöser Tonsteine bei ca. 175 m ihr Maximum erreichen. In diesem Horizont erscheinen ungesättigte Sterane als Markerverbindungen, während die Triterpane, oft das Kennzeichen höherer Pflanzen, fehlen. Außerdem sind die ungeradzahligen n-Paraffine nur noch wenig bevorzugt und der $\delta^{13}\text{C}$ -Wert von ca. -17‰ weist ebenfalls auf Algen hin.

Nach dem Reflexionsvermögen des Huminitis befindet sich der gesamte untersuchte Profilmereich im Weichbraunkohlenstadium. Auch die chemischen Befunde lassen nur eine geringfügige Reifung des organischen Materials erkennen.

Summary

Between 4 and 50 m the relatively abundant organic material consists of transported remains of higher plants. Humic and inertinitic particles predominate. This is in conformity with the (i) distinct odd-evenpredominance of the n-paraffins, (ii) the occurrence of a diterpane-marker compound which originates from conifers, (iii) the $\delta^{13}\text{C}$ -value of the kerogen (-27‰) which is characteristic for terrestrial plants.

Between 50 and 100 m the contents of organic carbon and extractable material decrease, liptinite, consisting of alginite and sporinite, predominates. The n-paraffin-distribution and the occurrence of the diterpane indicate a terrestrial influence.

Anschrift der Verfasser:

Dr. ALFRED HOLLERBACH, Lehrstuhl für Geologie, Geochemie und Lagerstätten des Erdöls und der Kohle der RWTH Aachen, Intzestr. 10, 5100 Aachen; Dr. HEINZ HUFNAGEL, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51; Dr. HERMANN WEHNER, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

Between 100 and 250 m autochthonous algal mats are responsible for high contents of organic carbon and solubles, which reach their maximum at a depth of ca. 175 m. In this section unsaturated steranes appear as marker compounds, whereas triterpanes are lacking, which are often typical for higher plants. Moreover, the odd-even-predominance of the n-paraffins is less pronounced, the $\delta^{13}\text{C}$ -value of -17‰ is distinctive for algae.

According to the reflectivity of the humic material the whole investigated profile is in the rank of Weichbraunkohle. The chemical data too suggest a weak maturation of the organic material.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	140
2. Organisch-petrologische Untersuchungen	140
2.1. Untersuchungsmethoden	140
2.2. Die figurierten organischen Bestandteile	141
2.3. Die Verteilung und Zusammensetzung der figurierten organischen Bestandteile im Profil	143
2.4. Der Inkohlungsgrad	146
3. Organisch-geochemische Untersuchungen	147
3.1. Methodik	147
3.2. Die Verteilung und Zusammensetzung des organischen Materials im Profil	147
3.3. Verteilung der Normal- und Cyclo-Paraffine	148
3.4. Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope	149
3.5. Verteilung des Restkohlenstoffgehaltes (C_R/C_T -Verhältnis)	150
3.6. Einfluß der Diagenese	150
4. Literatur	152

1. Einleitung

Durch die Bohrung Nördlingen 1973 ergab sich u. a. die Gelegenheit, die Gesteinschichte des Rieses nach der Kraterbildung zu erhellen. Die Seesedimente, die in Teilbereichen große Mengen organisches Material enthalten, schienen besonders geeignet, dessen Beeinflussung durch die Diagenese zu verfolgen, wobei dem Ausgangsmaterial für die Zusammensetzung der Extrakte eine besondere Rolle zukommt, wie die kombinierten geochemischen und mikroskopischen Untersuchungen zeigen. Allerdings war das für die beiden Arbeitsrichtungen herangezogene Probenmaterial nicht unbedingt identisch, da für die chemischen Analysen größere Profilabschnitte verwendet werden mußten, als für die Herstellung von repräsentativen Stückschliffen für die optische Bearbeitung benötigt wurden.

2. Organisch-petrologische Untersuchungen

2.1. Untersuchungsmethoden

Die mikroskopischen Untersuchungen wurden an senkrecht zur Schichtung orientierten polierten Anschliffen mit polarisiertem Licht und unter Fluoreszenzbeleuchtung (Xenonlampe, Anregungsfilter BG 12, Sperrfilter K 530) ausgeführt. Außerdem wurden Dünnschliffe hergestellt, die ebenfalls zur Bearbeitung unter Auflicht geeignet waren.

Der Gehalt und die Zusammensetzung der figurierten organischen Bestandteile der Sedimente sowie der Pyritanteil wurde bei 600facher Vergrößerung ermittelt (Maceralanalyse). Dabei wurden je Schliff in der Regel zwischen 1500 und 5000 Punkte ausgezählt. Die Gehalte werden in

Volumen-% angegeben, die Werte der Zusammensetzung in ganzen Zahlen, wobei jeweils die figurierten Bestandteile gleich 100 % gesetzt werden. Komponenten, die in der Analyse mit einem Anteil von weniger als 0,5 % auftreten, sind in der Tabelle 1 mit einem „v“ gekennzeichnet.

Der Inkohlungsgrad wurde durch das Reflexionsvermögen der humosen Bestandteile bestimmt.

Meßbedingungen: Objektiv 60:1; polarisiertes Licht; 546 nm; Ölimmersion; Meßfleckdurchmesser ca. 1 μ , Glasstandard 0,687 % R.

Als Reflexionswert wurde nicht das Maximum der Häufigkeitsverteilung der Meßwerte, sondern, da meistens nur wenige Meßwerte vorlagen, das arithmetische Mittel angegeben. Außerdem wurde die Standardabweichung sowie der Vertrauensbereich des Mittelwertes für eine Überschreitungswahrscheinlichkeit von $P = 5\%$ errechnet.

2.2. Die figurierten organischen Bestandteile

Unter den figurierten organischen Bestandteilen der Sedimente werden die organogenen, kohligen und bituminösen Komponenten zusammengefaßt, die mikroskopisch erkennbar sind und die sowohl durch morphologische als auch durch von der stofflichen Zusammensetzung und von der Inkohlung (Diagenese) abhängige physikalische und chemische Eigenschaften charakterisiert sind.

Sie entsprechen weitgehend den Maceralen der Kohlen. Die Einteilung und die Bezeichnung lehnt sich deshalb der in der Kohlenpetrographie üblichen Nomenklatur an (z. B. Internat. Komm. f. Kohlenpetr. 1971, STACH et al. 1975). Die Macerale bzw. die figurierten organischen Bestandteile sind vorwiegend pflanzliche Reste, die noch ihre ursprüngliche Form oder Struktur erkennen lassen, des weiteren können sie durch Um- und Neubildungen entstanden sein, so daß aus ihrer Form nicht mehr auf das Ausgangsmaterial zu schließen ist.

Im folgenden werden die in den untersuchten Proben der Riesbohrung auftretenden figurierten organischen Bestandteile, die mengenmäßig von Bedeutung sind, beschrieben.

H u m i n i t e

Die Huminite sind die humifizierte Reste strukturbietender lignin- und cellulosehaltiger Pflanzenteile oder deren Umwandlungsprodukte. Im polarisierten Licht reflektieren sie grau.

H u m o t e l i n i t: Zellwand eines Geweberestes, der aus mehr als 5 Zellen besteht.

C o r p o h u m i n i t: Zellfüllungen eines Geweberestes, der aus mehr als 5 Zellen besteht.

G e l i n i t: Homogene, teilweise auch poröse, strukturlose Lagen unbestimmter Form. Die Gelinite entstehen nach Ausflockung kolloidaler humoser Lösungen in Hohlräumen oder durch starke Zersetzung pflanzlicher Gewebe. Es treten auch Gelinite auf, die vermutlich bituminöse Beimischungen enthalten. Sie reflektieren dann bedeutend geringer und fluoreszieren schwach (vgl. auch TEICHMÜLLER 1974).

D e t r i t i s c h e H u m i n i t e: Körnige, meistens bis 30 μ große isolierte Teilchen aus verschiedenartigem humosen Material. In kohligen Lagen wird die

Grundmasse mit schaumig-poröser oder körniger Struktur als Humodetrinit bezeichnet; sie ist weitgehend aus detritischen humosen Komponenten aufgebaut oder aus ihnen hervorgegangen.

Liptinite

Bei den Liptiniten handelt es sich ursprünglich um Pflanzen oder Pflanzenteile, die überwiegend aus wasserstoffreichen Substanzen wie Sporopollenin, Harze, Wachse und Fette entstanden sind.

In den untersuchten Sedimenten haben sie wegen der geringen Inkohlung keine oder nur sehr schwache Reflexion, sie sind aber durch ihr starkes Fluoreszenzvermögen charakterisiert.

Sporinit: Exinen der Sporen und Pollen.

Cutinit: Cuticulae von Landpflanzen und dünne, langgestreckte Häutchen von vermutlich tierischer Herkunft.

Resinit: Harzige Pflanzenbestandteile, meistens als Zellfüllungen.

Chlorophyllinit: Blutrot lumineszierende wenige μ große Körner oder Streifen aus Chlorophyll oder Chlorophyll-ähnlicher Substanz (POTONIE et al. 1972).

„Bituminöse Füllungen“: Runde linsenförmige, etwa 10–30 μ große Ansammlungen von strukturloser stark grüngelb lumineszierender Substanz, die unter polarisiertem Licht dunkel oder durchscheinend ist. Sie kommen in tonigen Sedimenten in Verbindung mit Algen vor und sind vermutlich durch Zuwanderung der fluoreszierenden Substanzen aus diesen entstanden. Sie werden vorläufig als „bituminöse Füllungen“ bezeichnet und sind durch ihre Form und Auftreten von Fluorinit (TEICHMÜLLER 1974) unterschieden.

Alginit: Die Alginite bilden sich aus widerstandsfähigen öl- oder fettreichen Algen. Bei geringer Inkohlung sind sie durch ihre starke grünliche, zitronengelbe oder sattgelbe Lumineszenz gekennzeichnet.

Solitäre Formen: 5–8 μ große, dünnwandige Kugeln, mit 0,3 bis 0,5 μ großen Poren, die eine gelbfluoreszierende Füllung enthalten. Möglicherweise handelt es sich um Formen die den Chrysomonadales nahestehen.

Koloniale Formen: Bis zu 0,2 mm große rundliche oder linsenförmige Alginite, die oft strukturlos erscheinen, aber gelegentlich erkennen lassen, daß sie aus dickwandigen, etwa 10 μ großen, kugeligen Algen aufgebaut sind. Diese Formen werden im allgemeinen mit der Chlorophyceae Botryococcus verglichen.

Streifenartige Formen: 0,5–5 μ dicke, meist 20–40 μ , gelegentlich bis 0,2 mm lange Bänder. Sie können über ihre gesamte Erstreckung die Dicke beibehalten. Oft bilden sie Spindeln, die an den Enden in einzelne Fasern auslaufen. Sie sind immer parallel zur Schichtung orientiert.

Bei guter Erhaltung sind die Alginite deutlich vom umgebenden Gestein abgesetzt, mit zunehmender Degradation wird die Begrenzung zum Nebengestein undeutlich, so daß schließlich eine Unterscheidung zwischen Alginit und Nebenge-

stein nicht mehr möglich ist. Die Degradation, die möglicherweise auch mit einer mechanischen Zerkleinerung der Algen verbunden ist, kann so weit gehen, daß schließlich eine innige Verwachsung zwischen organischem und anorganischem Material stattfindet, bei der die einzelnen Komponenten mikroskopisch nicht mehr auflösbar sind. Diese an organischem Material äußerst reiche Grundmasse luminesziert kräftig und kann andersartige organische und anorganische Einlagerungen enthalten. Sie ist dem Bituminit (TEICHMÜLLER 1974) sehr ähnlich.

Falls gegenüber dem anorganischen Zwischenmittel die Algenlagen überwiegen, können sie zu über 20 μ dicken, im normalen Licht braunen Bändern übergehen. Die Fluoreszenzfarbe verändert sich nach braun und ihre Intensität wird schwächer.

Die streifenartigen Alginite entstanden sehr wahrscheinlich aus Algen, welche die Sedimentoberfläche besiedelt hatten.

In stehenden Gewässern sind alle Sedimenttypen bis zu einer Tiefe, die noch vom photosynthetisch wirksamen Licht erreicht wird, von einer epipelischen Algenflora überzogen. Sie besteht aus unbeweglichen, oft gallertbildenden kolonialen und filamentösen Thalli und aus beweglichen mikroskopischen Arten, die einen Film auf dem Sediment bilden oder in dessen obersten Schichten sitzen (ROUND 1968).

Liptodetrinit: Unter 5 μ große liptinitische Bestandteile, deren Herkunft wegen der Kleinheit nicht mehr erkennbar ist.

Inertinite

Die Inertinite stammen von den gleichen pflanzlichen Ausgangsmaterialien wie die Huminite oder Liptinite ab. Sie sind jedoch sekundär meist durch oxidative Prozesse wie Verbrennung und möglicherweise auch Vermoderung zu kohlenstoffreichen und wasserstoffarmen Substanzen umgewandelt worden. Im normalen Licht reflektieren sie weißgrau oder weiß.

Fusinit: Gewebefragmente, die aus mehr als 5 Zellen bestehen.

Semiinertinit: Gewebefragmente oder über 10 μ große körnige oder leistenförmige Teilchen. Ihr Reflexionsvermögen liegt zwischen dem der Fusinite und dem der Huminite. Zu den Semiinertiniten werden hier auch oxidierte humose Teilchen gestellt.

Sclerotinit: Dauersporen von Pilzen

Inertodetrinit: Feinkörnige, meist weit unter 10 μ große inertinitische und semiinertinitische Teilchen. Es handelt sich bei den untersuchten Proben meist um aufgearbeitete zerkleinerte Zellwände.

2.3. Die Verteilung und Zusammensetzung der figurierten organischen Bestandteile im Profil (Tabelle 1)

Nach den Gehalten und der Zusammensetzung der figurierten organischen Bestandteile ist der untersuchte Profilabschnitt bis 250 m in drei Unterabschnitte zu gliedern.

Der Profilabschnitt zwischen 4 und 50 m ist durch verhältnismäßig hohe Gehalte an figurierten organischen Bestandteilen gekennzeichnet. Sie setzen sich überwiegend aus eingeschwemmten Resten höherer Landpflanzen zusammen mit relativ hohen Anteilen von Huminiten und Inertiniten. Unter den Liptiniten überwiegen die Sporinite, wobei die Gymnospermen-Pollen vorherrschen. Bemerkenswert sind auch die hohen Anteile an Liptodetrinit. In den Proben aus 34,1—35,3 m und 47,4—48,0 m Teufe treten kohlige Lagen auf, die größere humifizierte Pflanzenreste enthalten. Verkiente, schwach humifizierte Coniferen-Xylite sind in der Probe 34,1—35,3 m für den hohen Gehalt an extrahierbaren Substanzen verantwortlich. Sonst sind die humosen und inertinitischen Bestandteile meist körnig entwickelt, 20—30 μ groß und häufig korrodiert. Die Algen bestehen aus runden und linsenförmigen Kolonien.

Im Bereich 4—48 m kommen Makrosporen vom Selaginella-Typ vor. Die Probe 47,4—48 m enthält sehr viel kieselige Schwammnadeln (2,4 Vol. %).

Der Bereich zwischen 50 und 100 m weist in der Regel nur geringe Anteile von figurierten organischen Bestandteilen auf. Gegenüber den feinkörnigen meist detritischen, inertinitischen und humosen Partikel haben die liptinitischen Komponenten die größeren Anteile. Bei letzteren halten sich solche terrestrischer (Sporinite) und limnischer (Alginite) Herkunft die Waage.

Die Probe 78,1—78,2 m ist durch die relativ hohen Chlorophyllinit-Gehalte und durch das Vorkommen epipelischer Algen charakterisiert.

Für den Bereich 100—250 m sind die hohen Gehalte an liptinitischen Bestandteilen typisch. Der überwiegende Anteil der Liptinite setzt sich aus streifenartigen Alginiten, den Überresten einer reich entwickelten epipelischen Algenflora, welche die rhythmische Bänderung der Schichten bedingt, zusammen. Die eingelagerten terrigenen humosen und inertinitischen Teilchen sind meist feinkörnig und etwa 10 μ groß. Größere Pflanzenreste wie Rindenstücke oder Nadeln von Coniferen treten äußerst selten auf. Gelegentlich kommen Ausflockungen humoser Substanzen (Gelinite) vor. Verhältnismäßig niedrig sind auch die Anteile von Sporen, Pollen und von kolonialen Algen.

In der Probe 109,6—114 m kommen massenhaft Diatomeen vor, die in diesem Bereich (vgl. Tabelle) auftretenden solitären Algen (?Chrysomonadales) sind schichtweise angereichert.

Von besonderer Bedeutung ist der Abschnitt zwischen 172,5—176 m, der bei hohen Gehalten an organischem Kohlenstoff und extrahierbaren Substanzen vergleichsweise niedrige Gehalte von figurierten organischen Bestandteilen hat, aber weitgehend aus einer stark lumineszierenden Grundmasse besteht. Die Diskrepanz zwischen chemischen und petrographischen Daten geht darauf zurück, daß die am Aufbau der Grundmasse beteiligten feinkörnigen organischen Substanzen bei der Maceralanalyse nicht erfaßt werden. Daher werden niedrige Gehalte an figurierten organischen Bestandteilen ermittelt und die anderen Komponenten sind gegenüber den Alginiten überrepräsentiert.

Die mikroskopischen Befunde weisen darauf hin, daß das organische Material der Grundmasse autochthon ist, d. h. daß es von den im gleichen Sediment auftretenden und teilweise degradierten epipelischen Algen abstammt und daß es sich nicht um zugewanderte Substanzen handelt.

Tabelle 1: Ergebnisse der organisch-petrographischen Untersuchungen an Seesedimenten aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Probe- entnahme (Teufe in m)	Gestein	Organisches Material		Gehalte (Vol.%)		Zusammensetzung der figurierten organischen Bestandteile (%)														Bemerkungen					
		Korngröße	Algenlagen	Figurierte org. Best.	Pyrit	Huminite	Liptinite	Huminite			Inertinite			Liptinite											
								Detr. Hum.	Humotelinit	Copohuminit	Gelinit	Inertodetrinit	Seminertinit	Fusinit	Sclerotinit	Liptodetrinit	Sporinit	Culmit	Resinit		Chlorophyllinit	Alginat	"Bt. Füllungen"		
4,0	graubrauner humoser Ton	grob fein	-	2	0	0	75	25	0	0	0	0	40	27	8	0	15	7	3	0	0	0	0	0	Makrosporen
4,5-6,0	braungrauer schluff. Ton	grob	-	3	10	9	14	77	9	0	0	0	6	8	0	0	58	13	2	4	0	0	0	0	Makrosporen
34,1-35,3	feingesch., kohligler Ton	grob fein	-	28	7	89	8	3	52	29	5	3	2	5	1	0	2	1	0	0	0	0	0	0	Makrosporen
47,4-48,0	feingesch. humoser Ton	grob fein	-	11	1	34	10	56	33	1	0	0	3	7	v	0	31	14	7	0	0	4	0	0	Makrosporen Schwammadeln
49,05-50,05	feingesch. bräunl. Ton	fein	-	2	2	7	0	93	7	0	0	0	0	0	0	0	68	11	0	0	0	14	0	0	
63,0	graugrünl. schluff. Ton	fein	-	v	1	34	0	66	7	0	0	27	0	0	0	0	13	40	0	0	0	13	0	0	
78,1-78,2	feingesch. hellgr. Ton	fein	x	2	1	0	0	100	0	0	0	0	0	0	0	0	7	7	0	0	11	75	0	0	
84	grüngrauer mergel. Ton	fein	-	1	1	4	0	96	4	0	0	0	0	0	0	0	88	4	0	0	0	4	0	0	
100-101	feingesch. bräunl. Ton	fein	x	1	3	5	0	95	3	0	0	2	0	0	0	0	48	8	0	0	0	39	0	0	
106	feingesch. graubr. Ton	fein	-	6	2	9	0	91	4	4	0	1	0	0	0	0	75	3	0	0	0	13	0	0	
109,6-111	feingesch. graubr. Ton	fein	x	2	v	6	0	94	3	0	0	3	0	0	0	0	53	8	0	0	1	30	2	0	Diatomeen
117,4-117,6	gebänderter mergel. Ton	fein	x	5	1	2	2	96	2	0	0	v	v	v	2	0	29	4	0	0	2	55	6	0	Coniferen-Blatt
149-151	gebänderter brauner Ton	fein	x	14	3	1	0	99	1	0	v	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	94	0	0	"?Chrysomonadales"
172,5-173	feingebänd. brauner Ton	fein	x	2	2	2	0	98	2	0	0	0	0	0	0	0	4	15	0	0	0	79	0	0	
173-174	feingebänd. brauner Ton	fein	x	2	1	3	0	97	3	0	0	0	0	0	0	0	15	12	0	0	0	70	0	0	"?Chrysomonadales"
174	feingebänd. brauner Ton	fein	x	6	2	1	0	99	v	1	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	0	91	3	0	Ostrakoden
176	feingebänd. brauner Ton	fein	x	2	v	5	0	95	3	0	0	2	0	0	0	0	8	10	0	0	0	77	0	0	
204,5	gebänderter brauner Ton	fein	x	6	2	4	0	96	2	v	0	2	0	0	0	0	6	8	0	0	0	82	0	0	
217,3	feingebänd. brauner Ton	fein	x	5	3	1	0	99	1	0	0	v	0	0	0	v	15	10	0	0	0	74	0	0	
248,3	gebänderter brauner Ton	fein	x	5	2	4	0	96	1	1	0	2	0	0	0	0	5	1	0	0	0	90	0	0	"?Chrysomonadales"

Abkürzungen: X = Auftreten von Algenlagen; V = Gehalte weniger als 0,5%.

2.4. Der Inkohlungsgrad

Das Reflexionsvermögen der humosen Bestandteile wurde zwischen 4,5 und 249 m ermittelt. Trotz der bei einigen Schliffen unzureichenden Anzahl der Einzelmessungen ist insgesamt die Bestimmung des Inkohlungsgrades als gesichert anzusehen. Die auftretende Streubreite der Meßwerte ist in diesem Inkohlungsbe-
reich normal. Die Teilchen, die vermutlich bituminöse Substanzen enthalten, reflektieren bedeutend schwächer (0,15—0,20 % R) als die für die Inkohlungsbe-
stimmung maßgebenden reinen humosen Bestandteile.

Tabelle 2

Reflexionsvermögen (% R) der humosen Bestandteile an Proben der Bohrung
Nördlingen 1973

Teufe (m)	Anz. d. Messung	arithm. Mittel (% R _m)	Standard- abweichung (± % R _m)	Variations- koeffizient %	Vertrauensbereich des Mittelwertes*) (± % R _m)
4,5—6	5	0,31	0,04	13	0,05
34,1— 35,1	50	0,30	0,05	17	0,02
47,4— 48	14	0,32	0,03	9	0,02
63	2	0,32	—	—	—
117,4— 117,6	5	0,34	0,03	9	0,04
149— 151	14	0,33	0,04	12	0,03
173 u. 176**	5	0,26	0,02	8	0,03
204,5	15	0,32	0,03	11	0,02
248,3 u. 249**	12	0,31	0,04	13	0,03

*) Überschreitungswahrscheinlichkeit $p = 5\%$

***) zusammengefaßte Schliffe

Die Reflexionswerte liegen, mit Ausnahme des etwas erniedrigten Wertes aus 173—176 m Teufe, zwischen 0,30 und 0,34 % R. Demnach befindet sich die organische Substanz im Inkohlungsstadium der Weichbraunkohle, allenfalls auch im Rang der unteren Mattbraunkohle. Eine Zunahme der Inkohlung mit der Teufe ist nicht festzustellen.

Diese Befunde stimmen mit anderen Beobachtungen überein. Die im gesamen untersuchten Profil bei den Sporiniten durchwegs vorhandene starke grünliche

und hellgelbe Fluoreszenz sowie die im Durchlicht schwache gelbliche Färbung der Pollen ist für nur schwache Inkohlung typisch (GUTJAHR 1966, JACOB 1969, OTTENJANN et al. 1974).

3. Organisch-geochemische Untersuchungen

3.1. Methodik

Nach dem Aufmahlen der Sedimente in der Scheibenschwingmühle auf eine Korngröße $< 100 \mu$ wurden zwischen 10 und 100 gr Gesteinspulver 16 h mit Benzol-Methanol (70 : 30) im Soxhlet extrahiert. Die Auftrennung der mit Petroleumbenzin entasphaltierten Extrakte geschah flüssigkeitschromatographisch über Aluminiumoxid und Kieselgel. Die mit n-Heptan, Benzol und Benzol-Methanol (7 : 3) eluierten Fraktionen enthalten die gesättigten Kohlenwasserstoffe (normal-, iso- und cyclo-Paraffine und evtl. vorhandene Olefine), die Aromaten und die sog. Harzfraktion, die sich neben hochkondensierten Naphtharomaten aus heterozyklischen Verbindungen zusammensetzt. Die Abtrennung der n-Paraffine aus der Fraktion der gesättigten Kohlenwasserstoffe für die gaschromatographische Analyse erfolgte mit Hilfe der Harnstoffadduktion. In zwei exemplarischen Fällen wurde die Fraktion der iso- und cyclo-Paraffine einer kombinierten gaschromatographischen-massenspektrometrischen Analyse zugeführt.

Neben der Bestimmung des gesamten organischen Kohlenstoffgehaltes in der LECO-Apparatur nach vorheriger Entkarbonatisierung der Proben mit 2n HCl, wurde noch der bei 900°C nicht pyrolysierbare Restkohlenstoff (C_R) ermittelt und zu C_{Total} ins Verhältnis gesetzt (C_R/C_T -Verhältnis).

3.2. Die Verteilung und Zusammensetzung des organischen Materials im Profil

Bis zu einer Tiefe von 250 m wurden 21 Ton- und Mergelsteine auf Menge und Zusammensetzung des organischen Materials untersucht. Der organische Kohlenstoffgehalt, als Maß für die Menge, schwankt in weiten Grenzen zwischen 0,5 % und 22 %. Von 250—176 m treten bereits relativ hohe C-Gehalte auf, das Maximum mit 21,6 % wird aber in einem Paket bituminöser Tonsteine zwischen 176 und 172 m erreicht. Diese Spitzenwerte sind durchaus vergleichbar mit den C-Gehalten der eoänen Ölschiefer von Messel. Darüber bleiben die Werte noch relativ hoch bis etwa zu einer Tiefe von 100 m, um dann auf Gehalte unter 1 % abzusinken. Ein zweites Maximum des organischen Kohlenstoffgehaltes wird bei ca. 35 m erreicht. Hier handelt es sich, bereits makroskopisch erkennbar, um Tonsteine mit humosen Einlagerungen. Die Extraktgehalte verlaufen den Kohlenstoffwerten parallel. Es ist damit zu rechnen, daß auch anorganisches Material, z. B. in Form von Organo-Ton-Komplexen mobilisiert wird (freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. SALGER).

Die Auftrennung der Extrakte in die Einzelfractionen (s. Methodik) zeigt, daß der weitaus größte Teil des löslichen organischen Materials nicht aus Kohlenwasserstoffen, sondern aus heterozyklischen Verbindungen, Harzen und Asphaltenen besteht. Dieser Befund ist für junge, thermisch wenig beanspruchte Sedimente charakteristisch und zeigt, daß es noch nicht zu einer nennenswerten Neubildung von Kohlenwasserstoffen, die erhöhte Temperaturen voraussetzen würde, gekommen ist. Im Pariser Becken z. B. ist erst ab ca. 1200 m Tiefe eine Zunahme der Kohlenwasserstoffe, bezogen auf den organischen Kohlenstoff, zu verzeichnen (TISSOT 1974), im Los Angeles Becken liegt diese Zone bei 2300 m (PHILIPPI 1965).

Bei den Ries-Sedimenten ist in dieser Beziehung keine Teufenabhängigkeit zu erkennen, vielmehr zeichnen sich die zwischen 172 und 176 m liegenden bituminösen Tonsteine durch besonders niedrige Kohlenwasserstoffgehalte aus.

3.3. Verteilung der Normal- und Cyclo-Paraffine

Mit Ausnahme der bituminösen Tonsteine bei ca. 175 m sind in allen Proben die ungeradzahligen *n*-Paraffine deutlich mengenmäßig bevorzugt, der OEP-Index (odd-even-predominance), eine Maßzahl für die Bevorzugung (SCALAN und SMITH 1970) steigt bis auf 6. Das Maximum der *n*-Paraffin-Verteilungskurven liegt meist bei *n*-C₂₉, mitunter aber auch bei *n*-C₂₇ oder *n*-C₃₁. Eine Teufenabhängigkeit des OEP-Indexes, die auf zunehmende Diagenese schließen lassen würde, ist nicht festzustellen, vielmehr dürften Wechsel in der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials für die beobachteten Schwankungen verantwortlich sein. Darauf lassen sich die niedrigen OEP-Werte der bituminösen Tonsteine bei 175 m zurückführen, deren organisches Material fast ausschließlich aus Algen besteht, da die Bevorzugung der ungeradzahligen höheren *n*-Paraffine dem Wachsanteil höherer Landpflanzen zugeschrieben wird (DEMBICKI et al. 1976). Aufgrund des niedrigen Anteils von Kohlenwasserstoffen und *n*-Paraffinen am löslichen organischen Material der „Algen-Tonsteine“, genügt offenbar bereits eine geringe Zufuhr terigener Komponenten, um das originäre Verteilungsmuster der Kohlenwasserstoffe von Algen zu beeinflussen. Die kombinierte gaschromatographisch-massenspektrometrische Analyse der iso- und cyclo-Kohlenwasserstoffe aus einer der algenreichen Proben (bei 176 m) lieferte folgende Ergebnisse:

Im Diterpenbereich (bei *n*-Paraffin C₁₈) treten neben Phytan auch zwei ungesättigte Verbindungen des Phytans, zwei Phytenisomere auf. Im Steran/Triterpanbereich (ca. *n*-C₂₇ bis *n*-C₃₀) sind keine gesättigten Verbindungen nachzuweisen. Dafür erscheinen als ungesättigte Vertreter Cholesten (Δ 5) (als Hauptkomponente), Campesten (Δ 5), Sitosten (Δ 5) und Sitostadien (Δ 5, Δ 22) (Abb. 1). Pentacyclische Triterpane, die in fast allen Sedimenten zusammen mit den Steranen vorkommen, wurden nicht gefunden. Zwar enthalten auch Braunalgen, Moose und Farne pentacyclische Triterpene, in der Regel ist ihr verstärktes Auftreten jedoch an Samenpflanzen gebunden (HILLS et al., 1966). Auf der anderen Seite enthalten Algen vorwiegend Steroide (HENDERSON et al. 1968). Im vorliegenden Fall korrelieren also die chemischen Daten gut mit den optischen Untersuchungen.

Da die vier Proben aus dem Teufenabschnitt 172—176 m identische Gaschromatogramme liefern, dürfen die an einer Probe gewonnenen Ergebnisse der kombinierten Gaschromatographie-Massenspektrometrie auf den gesamten Bereich angewandt werden.

In Abb. 1 ist im oberen Teil das Chromatogramm der gesättigten Kohlenwasserstoff-Fraktion einer oberflächennahen Probe dargestellt. Neben der bereits erwähnten Bevorzugung der ungeradzahligen *n*-Paraffine, fällt eine dominierende Bande zwischen *n*-C₂₀ und *n*-C₂₁ auf. Mit Hilfe der gekoppelten Gaschromatographie-Massenspektrometrie, Protonenresonanz- und ¹³C-Kernresonanzspektroskopie konnte die Verbindung als tetracyclisches Diterpan C₂₀H₃₄ von der Struktur des Kaurans identifiziert werden. Die Verbindung ist offensichtlich nicht frei von Strukturisomeren, wahrscheinlich liegt eine Vergesellschaftung von Phyllo-

cladan und Kauran vor. Iosan (synonym mit Phyllocladan) wurde bereits häufiger in Braunkohlen gefunden und kommt auch noch in rezenten Koniferen wie Phyllocladus, Dacrydium u. a. vor (STREIBL et al. 1969).

Dieses Diterpan, das seinen Ursprung wohl in Nadelhölzern hat, läßt sich in den Chromatogrammen bis zu einer Tiefe von ca. 100 m nachweisen. Darunter dominiert offensichtlich der Einfluß des Algen-Ausgangsmaterials.

3.4. Die Verteilung der stabilen Kohlenstoffisotope

Aus zwei Profilabschnitten — 50 und 63 m, bzw. 172—176 m — wurde das $\delta^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ -Verhältnis sowohl des unlöslichen organischen Materials (Kerogen) als

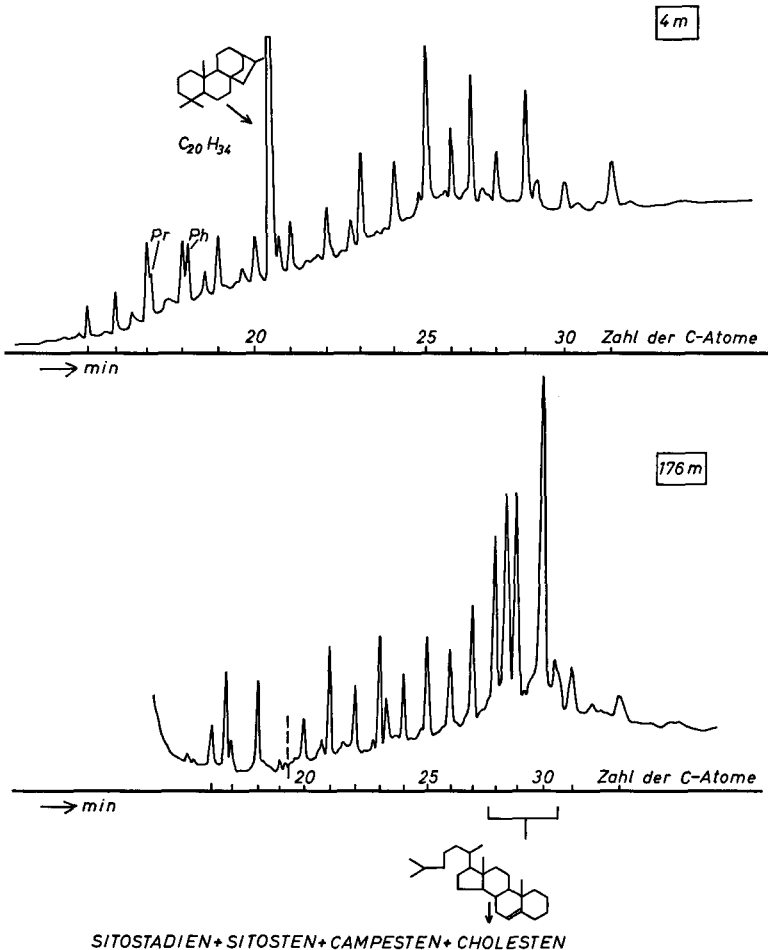


Abb. 1. Gaschromatogramme der gesättigten Kohlenwasserstoff-Fraktion zweier Sedimente aus unterschiedlichen Profilabschnitten. Die hochaufragenden Banden repräsentieren die n-Paraffine mit der Bevorzugung der ungeradzahligen Kohlenstoffatome. Pr. = Pristan, Ph = Phytan.

GC-traces of the saturated hydrocarbon-fraction out of sediments of different depths. The high peaks represent the n-paraffins with predominance of the odd carbon atoms. Pr = Pristane, Ph = Phytane.

auch des Extraktes bestimmt. Der Extrakt ist, mit einer Ausnahme, stets im Mittel um 1 ‰ leichter. Dadurch wird die genetische Verwandtschaft zwischen Extrakt und Kerogen bestätigt (SCALAN 1972). SMITH und EPSTEIN (1971) untersuchten die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 104 Pflanzen und fanden, daß Wasser-, Wüsten- und Salzmarschpflanzen zwischen -6 ‰ und -19 ‰, Algen zwischen -12 ‰ und -34 ‰ und alle anderen Pflanzen zwischen -24 ‰ und -34 ‰ (bezogen auf den PDB-Standard) liegen. Die δ -Werte des organischen Materials der Proben aus dem oberen Teil des Profils von ca. -27 ‰ passen somit gut zu höheren Pflanzen, während die um 10 ‰ höheren δ -Werte der bituminösen Tonsteine auf Algen als Ausgangsmaterial hinweisen (DEGENS 1969).

3.5. Verteilung des Restkohlenstoffgehaltes (C_R/C_T -Verhältnis)

Das C_R/C_T -Verhältnis (siehe Tabelle 3), das unter bestimmten Voraussetzungen als Diagenese-Parameter für das organische Material geeignet ist (GRANSCH und EISMA 1968) zeigt keine Beziehung zur Teufe. Dagegen fallen die bituminösen Tonsteine zwischen 172 und 176 m durch ihre extrem niedrigen Restkohlenstoffgehalte auf. So dürfte auch hier wie schon bei der Bevorzugung der ungeradzahli- gen n-Paraffine das Ausgangsmaterial für den Chemismus des organischen Materials eine größere Rolle spielen als der Diagenesegrad.

3.6. Einfluß der Diagenese

Die geringen Kohlenwasserstoffgehalte der Extrakte, die niedrigen C_R/C_T -Verhältnisse, die Bevorzugung der ungeradzahli- gen n-Paraffine, die gerade in den untersten Proben noch stark ausgeprägt ist und das Auftreten ungesättigter Sterane noch in einer Tiefe von ca. 175 m machen eine stärkere thermische Reifung unwahrscheinlich und unterstützen damit die optischen Untersuchungen (Teil 1). Das Auftreten spezieller Verbindungen deutet vielmehr auf eine bevorzugte Ablagerung von „Monokulturen“ bestimmter Organismen (z. B. Algen) hin, die sich dann in der Art des organischen Materials und somit in den geochemischen Parametern widerspiegeln.

Insgesamt ist festzuhalten, daß das lösliche organische Material der See-Sedimente nicht die Zusammensetzung von Erdölen hat und sich auch nicht in dem Reifestadium befindet, um nennenswerte Erdölmengen zu bilden. Die beim Bohrfortgang aufgetretenen Ölsuren wurden leider nicht aufgefangen, ebensowenig wurde die entsprechende Bohrtiefe festgehalten. Es könnte sich bei diesen Spuren um eine frühe Bildung flüssiger Kohlenwasserstoffe im Zuge der frühdiagenetischen Methanbildung des Protokatagenese-Stadiums im Sinne von WASSOJEWITSCH et al. (1969) handeln. Um nämlich den Beginn der Erdölbildungsphase zu erreichen, müßte nach HOOD und CASTANO (1974) z. B. 1 Mill. Jahre eine Temperatur von ca. 100°C oder 100 000 Jahre eine Temperatur von ca. 150°C geherrscht haben, wenn man das thermokatalytische Modell der Kohlenwasserstoffgenese als allgemein gültig ansieht.

Da das „Öl“ nicht untersucht werden konnte, muß der Widerspruch, der zwischen dem Vorliegen eines unreifen Muttergesteines und dem Auftreten flüssiger Produkte besteht, zunächst bestehen bleiben.

Tabelle 3

Ergebnisse der organisch-geochemischen Untersuchungen an den See-Sedimenten aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

CO-Nr.	Teufe (m)	organ. C		Extrakt % / o	gesätt. KW		aromat. KW		Harze % / o	$C_R/C_T^{**})$	OEP ^{***)}	$\delta^{13}C$ Kerogen ‰
		% / o	o / o		% / o	% / o						
3243	4,00	2,02	0,28	14,1	4,6	81,3	0,67	2,9				
44	4,50—6,00	2,27	1,18	5,9	1,5	92,6	0,50	4,2				
45	34,10—35,30	18,11	10,76	19,3	8,4	72,3	0,53	2,5				
46	47,40—48,00	6,03	0,78	6,2	2,7	91,1	0,48	5,4				
47	49,95—50,05	1,59	0,42	9,2	6,2	84,6	0,41	3,2			-26,0	
48	63,00	0,70	0,10	10,3	5,6	84,1	0,49	5,5			-26,5	
49	78,10—78,20	1,80	0,26	9,3	4,7	86,0	0,64	5,1				
50	84,00	0,50	0,12	9,6	4,5	85,9	0,47	3,5				
51	100,00—101,00	1,68	0,39	9,7	6,0	84,3	0,46	4,0				
52	106,00—106,50	2,76	0,48	13,0	6,0	81,0	0,35	6,4				
53	109,60—111,00	1,69	0,28	11,2	5,0	83,8	n. b.	4,4				
54	117,40—117,60	3,78	2,06	2,6	8,2	89,2	n. b.	6,1				
56	149,00—151,00	6,19	2,31	5,0	3,5	91,5	0,32	3,6				
57	172,50—173,00	18,35	9,93	2,7	1,3	96,0	0,10	1,1			-16,0	
58	173,00—174,00	21,11	12,01	2,5	1,0	96,5	0,08	1,4			-16,4	
59	174,00	18,06	6,48	3,5	2,9	93,6	0,08	1,1			-19,7	
60	176,00	21,66	15,33	3,3	1,1	95,6	0,07	1,3			-15,7	
61	204,50	9,46	3,48	6,7	3,5	89,8	0,23	3,4				
62	217,30	3,85	1,55	8,9	4,8	86,3	0,35	3,6				
63	248,30	8,12	3,93	4,9	16,3	78,8	0,15	4,2				
64	249,00—249,50	8,08	3,07	2,4	38,1	59,5	0,47	5,7				

*) C_R/C_T = Verhältnis des bei 900° C nicht pyrolysierbaren organischen Kohlenstoffs zum Gesamtgehalt an organischem Kohlenstoff

**) OEP = Odd-even-predominance — Maßzahl für die Bevorzugung der ungeradzahligen KW:

$$\frac{n \cdot C_{25} + 6 \cdot n \cdot C_{27} + n \cdot C_{29}}{4 \cdot n \cdot C_{26} + 4 \cdot n \cdot C_{28}}$$

4. Literatur

- DEGENS, E. T.: Biogeochemistry of stable carbon isotopes. — In: *Organic Geochemistry* (ed. by G. EGLINTON and M. T. J. MURPHY), p. 304—328, Berlin (Springer) 1969.
- DEMBICKI, H. jr., MEINSCHEN, W. G. and HATTIN, D. E.: Possible ecological and environmental significance of the predominance of even-carbon number C₂₀—C₃₀ n-alkanes. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **40** (2), p. 203—208, Oxford 1976.
- GRANSCH, J. A. and EISMA, E.: Characterisation of the insoluble organic matter of sediments by pyrolysis. — *Adv. of Org. Geochem.*, 1966, (ed. by HOBSON and LOUIS), Oxford (Pergamon Press) 1970.
- GUTJAHR, C. C. M.: Carbonisation measurements of pollen grains and spores and their application. — *Leidse geol. Meded.*, **38**, 29 S., Leiden 1966.
- HENDERSON, W., WOLLRAB, V. and EGLINTON, G.: Identification of Steranes and Triterpanes from a Geological Source by Capillary Gas Liquid Chromatography and Mass Spectrometry. — *Adv. in Org. Geochem.*, 1968 (ed. by SCHENCK and HAVENAER), Oxford (Pergamon Press) 1969.
- HILLS, J. R. and WHITEHEAD, E. V.: Pentacyclic triterpanes from petroleum and their significance. — *Adv. in Org. Geochem.* 1966 (ed. by HOBSON and LOUIS), Oxford (Pergamon Press) 1970.
- HOOD, A. and CASTANO, J. R.: VII: Organic metamorphism: Its relationship to petroleum generation and application to studies of authigenic minerals. — *United Nations ESCAP, CCOP Technical Bulletin*, **8**, Dec. 1974.
- INTERNATIONALE KOMMISSION FÜR KOHLENPETROLOGIE (Hrsg.): Internationales Lexikon für Kohlenpetrologie, Ergänzung zur 2. Auflage. — CNRS, Paris 1971.
- JACOB, H.: Lumineszenz-Mikroskopie der organopetrographischen Bestandteile von Sedimentgesteinen. — *LEITZ-Mitt., Wiss. u. Techn.*, **4**, S. 250—254, 6 Abb., 1 Tab., Wetzlar 1969.
- OTTENJANN, K., TEICHMÜLLER, M. und WOLF, M.: Spektrale Fluoreszenzmessungen an Sporiniten mit Auflicht-Anregung, eine mikroskopische Methode zur Bestimmung des Inkohlungsgrades gering inkohlter Kohlen. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **24**, S. 1—36, 26 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Krefeld 1974.
- PHILIPPI, G. T.: On the depth, time and mechanism of petroleum generation. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **29**, p. 1021—1049, Oxford 1965.
- POTONIÉ, R., JACOB, H. und REHNELT, K.: Zustand des Blattgrüns in Böden, Sapropeliten, Torfen, Kohlen und sonstigen Kaustobiolithen — „Chlorophyllinit“. — *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **21**, S. 151—174, 6 Abb., 3 Tab., Krefeld 1972.
- ROUND, F. E.: *Biologie der Algen*. — 315 S., 69 Abb., 7 Tab., 8 Taf., Stuttgart (Thieme) 1968.
- SCALAN, R. S.: Reservoir analysis. — United States Patent 3,649,201 Mar. 14, Washington D. C. 1972.
- SCALAN, R. S., SMITH, J. E.: An improved measure of the odd-even-predominance in the normal alkanes of sediment extracts and petroleum. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **34** (5), p. 611—620, Oxford 1970.
- SMITH, B. N., EPSTEIN, S.: Two categories of ¹³C/¹²C-ratios for higher plants. — *Plant Physiol.*, **47**, p. 380—384, Lancaster, Pa. 1971.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G. H., CHANDRA, D. and TEICHMÜLLER, R.: *Coal Petrology*. — XII + 428 S., 159 Fig., 1 Taf., 39 Tab., Stuttgart (Borntraeger) 1975.
- STREIBL, M. and HEROUT, V.: Terpenoids—Especially Oxygenated Mono-, Sesqui-, Di- and Triterpanes. In: *Organic Geochemistry* (ed. by G. EGLINTON and M. T. J. MURPHY), Berlin (Springer) 1969.

- TEICHMÜLLER, M.: Entstehung und Veränderung bituminöser Substanzen in Kohlen in Beziehung zu Entstehung und Umwandlung des Erdöls. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 24, S. 65 bis 112, 10 Abb., 6 Tab., 15 Taf., Krefeld 1974. — [1974 a].
- Über neue Macerale der Liptinit-Gruppe und die Entstehung von Micrinit. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 24, S. 37—64, 2 Abb., 2 Tab., 11 Taf., Krefeld 1974. — [1974 b].
- TISSOT, B. DURAND, B., ESPITALIÉ, J. and COMBAZ, A.: Influence of nature and diagenesis of organic matter in formation of petroleum. — Amer. Assoc. Petr. Geol. 58 (3), p. 499—507, Tulsa 1974.
- WASSOJEWITSCH, N. B., KORTSCHAGINA, J. u. J., LOPATIN, N. W., TSCHERNIJSCHEW, W. W. und TSCHERNIKOW, K. A.: Die Hauptphase der Erdölbildung. — Z. angew. Geol., 15 (12), S. 613—621, Berlin 1969.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 5. 10. 1976.

Nachtrag

Nach Absendung des Manuskriptes wurden an Proben aus dem Teufenbereich 149—248,8 m Schwelanalysen nach Fischer und Schrader vorgenommen, deren Ergebnisse in beigefügter Tabelle zusammengestellt sind (Durchführung der Analysen: Dr. J. KOCH, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover). Mit 16,3 bis 22,3 % (wf) liegt die Ausbeute an Schwelöl bei vier Proben in der Spitzengruppe der von verschiedensten Ölschiefer-Vorkommen veröffentlichten Daten (ohne Berücksichtigung ganz extrem hoher Gehalte). 3,7 bis 8,4 % sind Werte, wie sie z. B. der nordwestdeutsche Posidonienschiefer aufweist.

Ergebnisse von Schwelanalysen nach Fischer und Schrader
an Proben aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Teufe (m)	Feuchtig- keit (%)	Schwelöl	Zersetzungs- wasser	Gas und Verlust	Mineralische Bestandteile und Koks
149—151	2,6	16,3	3,6	6,7	73,4
172,5—173	1,7	20,5	3,2	8,9	67,4
173—174	2,0	22,3	3,4	9,1	65,2
176	1,9	19,4	3,1	8,1	69,4
204,5	3,1	5,5	3,0	5,6	85,9
249—249,5	3,3	3,7	3,9	2,6	89,8
248,7—248,8	3,0	8,4	3,8	3,8	84,0

Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

VON BERNHARD JANKOWSKI

Mit 2 Abbildungen

Kurzfassung

Die durchgehend von Mittelkies bis Silt gradierte Sedimenteinheit („coarse tail grading“) zwischen 331,5 und 314,3 m Teufe wird als Ergebnis eines einphasigen Sedimentationsvorganges angesehen. Die bisherigen Untersuchungen sprechen für eine Deutung als Rückfall aus der Luft von hoch ausgeschleudertem, impakt-brecciiertem Gestein. Die Grenze zur unterliegenden, unsortierten Impakt-Breccie, dem Suevit, ist scharf. Zum Hangenden folgen über einer Erosionsdiskordanz aquatisch abgelagerte Sedimente.

Summary

In Nördlingen 1973, a „Graded Unit“ (331,5—314,3 m) occurs between undoubtedly impact-generated „suevite“ and aquatic sediments within the crater. This Unit, which is separated by sharp and inclined contacts from the units above and below, consists of glass and crystalline rock fragments like the suevite below. But in contrast to the unsorted suevite its coarse tail graded from medium gravel at the bottom to silt at the top, pointing to only one event of deposition for the whole unit. Though turbidity current-type transport mechanisms in water or steam must further be discussed, air-fall of ejected impact material, which was still in the air after a critical time, is the most probable explanation, as shown by similar pyroclastic fall deposits.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	155
2. Lithologische Ausbildung	156
3. Vergleich mit pyroklastischen Sedimenten	158
4. Diskussion	160
5. Literatur	162

1. Einführung

Laufende Untersuchungen sollen klären, ob die durchgehend grob-fein gradierte Sedimenteinheit zwischen 331,5 und 314,3 m Teufe durch gravitativen

Rückfall (Impakt-Sediment) oder durch laterale Sedimentationsvorgänge (Postimpakt-S.) abgelagert wurde. Wegen der möglicherweise generellen Bedeutung dieser Einheit für Impaktkrater wird hier ein kurzer Vorbericht gegeben.¹⁾

GUDDEN (1974) nahm bei der ersten Bohrkernaufnahme die Oberfläche des Suevits in 324,5 m Teufe an und vermutete die Grenze von subaerischer und subaquatischer Sedimentation etwas oberhalb dieser Teufe. STETTNER (1974) unterschied „Suevit“ (vom Liegenden bis 331,5 m) von einer „klassierten Ries-Breccie“ (bis 307 m). Letztere sei der beim Rückfall klassierte obere Teil der Auswurfmassen.

Bei Magnetisierungsmessungen von POHL (1974) tritt 331,5 m als scharfe Grenze zwischen einer hohen remanenten Magnetisierung im Liegenden (Suevit) und einer geringen im Hangenden auf, die nicht weiter abgegrenzt werden kann. Geschwindigkeitsmessungen (ERNSTSON u. POHL 1974) zeigen zwischen 310 und 331,5 m einen schnellen Anstieg, unterhalb 331,5 m dann rel. geringe Schwankungen in den Geschwindigkeiten seismischer Wellen. Bei Dichtemessungen findet sich in 325 m Teufe ein Sprung zu höherer Dichte im Liegenden.

2. Lithologische Ausbildung

Die gradierte Sedimenteinheit im Teufenabschnitt 331,5—314,3 m hebt sich aufgrund der Korngrößenverteilung, der Zusammensetzung und des Sedimentgefüges von den benachbarten Einheiten ab. Der unterlagernde Suevit zeigt eine wesentlich schlechtere Sortierung und keine systematische, vertikale Korngrößenänderung. Die überlagernde Folge besteht aus 1—2 m mächtigen, untengroben Zyklen, die durch Schichtung, einen pelitisch-karbonatischen Top und Dolomitlagen eindeutig als aquatische Sedimente charakterisiert sind (s. JANKOWSKI, dieser Band). Die hier betrachtete, über 17,2 m durchgehend gradierte Sedimenteinheit kann in drei Teilabschnitte gegliedert werden (vgl. Abb. 1):

I (331,5—323 m): Dieser unterste Abschnitt (grau bis graugrün) besteht aus einer sandreichen Kies-Breccie, die nach oben in kiesführenden Sandstein übergeht. Der Mineralinhalt, einschließlich der diagenetischen Neubildungen (Zeolithe, Montmorillonit, Karbonat), gleicht dem des Suevits. Unterhalb 324,5 m ist das Gestein durch Diagenese, d. h. ohne Glasverschmelzung, fest verbacken. Diese Grenze tritt auch bei Dichtemessungen (ERNSTSON u. POHL 1974) deutlich hervor. Daß sie gerade in ca. 324 m liegt, könnte durch den dort stattfindenden Wechsel der Korngröße und Sortierung erklärbar sein. Unterhalb ist der Grundmassegehalt wesentlich höher und damit die Durchlässigkeit für zirkulierende Wässer, die eine Glaslösung bewirken, geringer.

Die maximale Komponentengröße nimmt zum Hangenden hin ab („coarse tail grading“, MIDDLETON 1967), wobei im unteren Teil die Glasfragmente jeweils kleiner, im oberen Teil größer als die Kristallinfragmente sind.

¹⁾ Für Diskussionen und Hinweise danke ich Herrn Prof. Dr. FÜCHTBAUER und Herrn Dr. D. K. RICHTER.

Der Karbonatgehalt beträgt 5—10% und ist überwiegend diagenetischen Ursprungs (Zement). Nur vereinzelt finden sich detritische Karbonatkristalle und kantengerundete Kalklutitfragmente.

Die Grenze bei 331,5m ist scharf und bildet einen Winkel von 60° mit der Horizontalen. Über dieser Grenze findet sich eine ca. 1 cm mächtige, hellgraue Lage mit Komponenten in Sand-Korngröße, dann ein ca. 1,5 cm mächtiger Bereich mit Komponenten bis 0,5 cm Durchmesser, der zum Hangenden nicht scharf

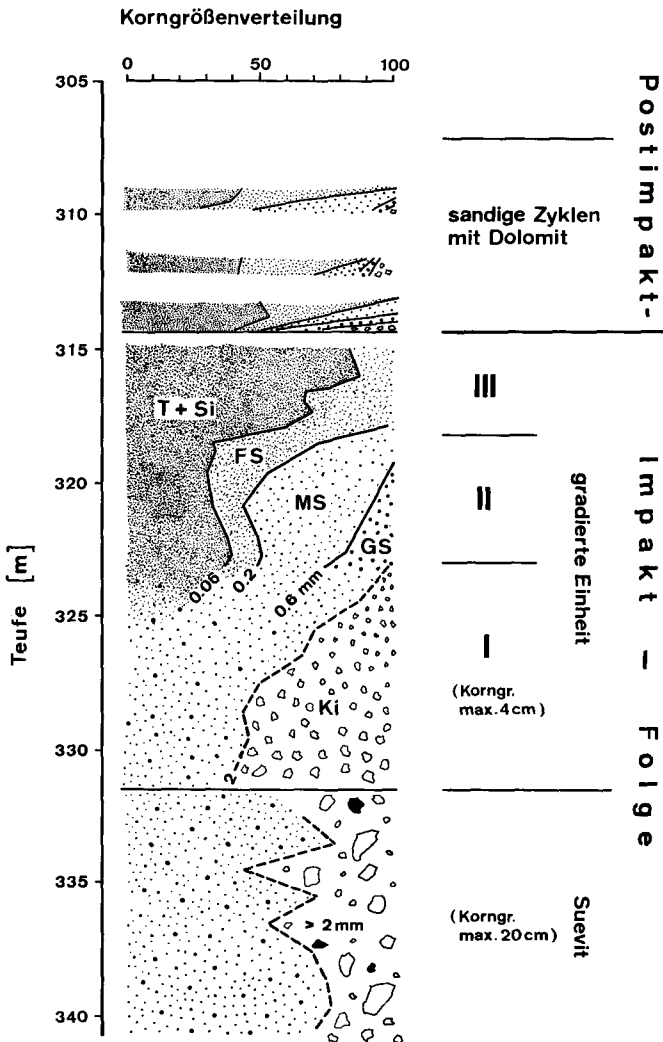


Abb. 1. Korngrößenverteilung und Gliederung des Profils oberhalb des Suevits (durchgezogene Linie = Gew.-% nach Siebanalysen; gestrichelte Linie = Vol.-% aus BAUBERGER et al. 1974. Rechts die vorgeschlagene Deutung.)

Grain size distribution and subdivision (I—III) of the „Graded Unit“ between the suevite and the aquatic sediments. Uninterrupted lines are weight-% from sieve analyses, interrupted lines vol.-% after BAUBERGER et al. 1974. (The suggested interpretation is indicated to the right.)

begrenzt ist und in die oben beschriebene Mittelkies-Breccie übergeht. In diesem Basisbereich der gradierten Einheit (10 cm Kernprobe lag vor) sind die länglichen Komponenten parallel zur Grenze orientiert.

II (323—318 m): Grauer, zerbröckelbarer Sandstein (Karbonatgehalt ca. 10 %, überwiegend diagenetisch), der nach oben feinkörniger wird und bei 318 bis 319 m eine horizontale Streifung durch feine Lagen von etwas grobkörnigeren, weißen Komponenten (= zeolithisches Glas) aufweist. In diesem Abschnitt nimmt zum Hangenden die Verwitterung der Glaskomponenten und der Anteil des Analcims zu, der der strahligen Zeolithe (Clinoptilolith, Erionit) ab. Die horizontale Parallelorientierung der länglichen Komponenten wird nach oben zunehmend besser (beginnend bei 319,7 m). Die Größe der Glaskomponenten (z. T. noch > 2 mm) übertrifft jeweils die der Kristallinkomponenten.

III (318—314,3 m): Hellgrauer, feinsandiger Siltstein, der vom Liegenden bis ca. 315 m leicht zerbröckelbar, darüber weitgehend dolomitisch zementiert ist.

Charakteristisches Mineral dieses obersten Abschnittes ist detritischer Glimmer, charakteristisches Gefüge die horizontale Parallelorientierung sämtlicher plattigen und stengeligen Komponenten.

Im gesamten Bereich III treten vereinzelt längliche oder kugelige Dolomitonkretionen mit max. 8 cm Durchmesser auf. Der Dolomit ist im Inneren der Konkretionen stöchiometrisch und wird zum Rand hin zunehmend Fe-reicher. Der Karbonatgehalt dieses Abschnittes (ohne Konkretionen) liegt bei 10—20 %, wobei aufgrund der Karbonatverteilung über das Profil eine diagenetische Bildung aus deszendenden Lösungen angenommen werden muß.

Die Obergrenze der gradierten Einheit ist eine Erosionsdiskordanz, wie der scharfe Einsatz einer kiesführenden (Kristallin und Glas) Sandsteinlage zeigt, die zum Basisbereich eines aquatisch gebildeten Zyklus (siehe oben) gehört.

3. Vergleich mit pyroklastischen Sedimenten

Wie WALKER (1971) gezeigt hat, können bei pyroklastischen Sedimenten Fließ- und Fall-Ablagerungen aufgrund ihrer Korngrößenverteilung unterschieden werden (Abb. 2). In dieses Diagramm wurden die nach Siebanalysen (nur oberhalb 324 m möglich) und Dünnschliff-Auszählungen (STETTNER 1974, S. 47) errechneten Werte für den Median und die Sortierung eingetragen.

Die von STETTNER in seinem Diagramm S. 47 angegebenen Dünnschliffdaten wurden folgendermaßen ausgewertet: Für eine bestimmte Teufe wurden neben dem Median die Korngrößen an den Begrenzungen des eng gepunkteten Feldes abgelesen. Als Summenkurve dargestellt bezeichnete der kleinste Wert den 10-%-, der Median den 50-%- und der größte Wert den 90-%-Durchgang (zwischen den beiden Grenzwerten des eng gepunkteten Feldes liegt die Hauptfraktion der Breccie mit mehr als 80 %).

Der Median und die aus der Summenkurve errechnete Inman-Sortierung wurden dann in das WALKER-Diagramm direkt übernommen (= Kreuze).

Da es sich hierbei aber, anders als bei WALKER, um Dünnschliffdaten handelt, ist ein Vergleichen der Mediane der STETTNERschen Schliff- mit den eigenen Siebanalysen notwendig (kleines

Diagramm in Abb. 2). Es zeigt sich, daß der Median nach Schliften um im Mittel 1 ϕ zu niedrig liegt. Die in Abb. 2 eingetragenen Werte wären somit nach rechts verschoben zu denken.

Die Punktwolke beim Median 4,5 und einer Sortierung von unter 1 stammt von Proben aus 314,3 bis 318 m Teufe, gehört also in den Silt-Abschnitt. Auch die aus dem STETTNER-Diagramm errechneten Werte fallen in dieses Kollektiv oder liegen ihm sehr nahe.

Die zweite Punktwolke findet sich im Überlappungsbereich von Fall- und Fließ-Ablagerungen (nach WALKER „rain-flushed ashes and thin flow deposits“). Sie entstammt dem Teufenabschnitt 318—323 m. Doch führt die Siebanalyse zu falschen Ergebnissen: Dünnschliffe zeigen, daß die Glaslösung und die Zeolithbildung zu einer starken Veränderung der primären Korngrößenzusammensetzung, vor allem im Sinne einer Verschlechterung der Sortierung, geführt hat. Die Punkte wären also nach unten zu rücken.

Die nach STETTNER errechneten Werte liegen im Fall-Bereich des WALKER-Diagramms, wobei vom Liegenden zum Hangenden, d. h. mit abnehmender Korngröße, die Sortierung besser wird. Dieser Sortierungseffekt wurde von FISHER

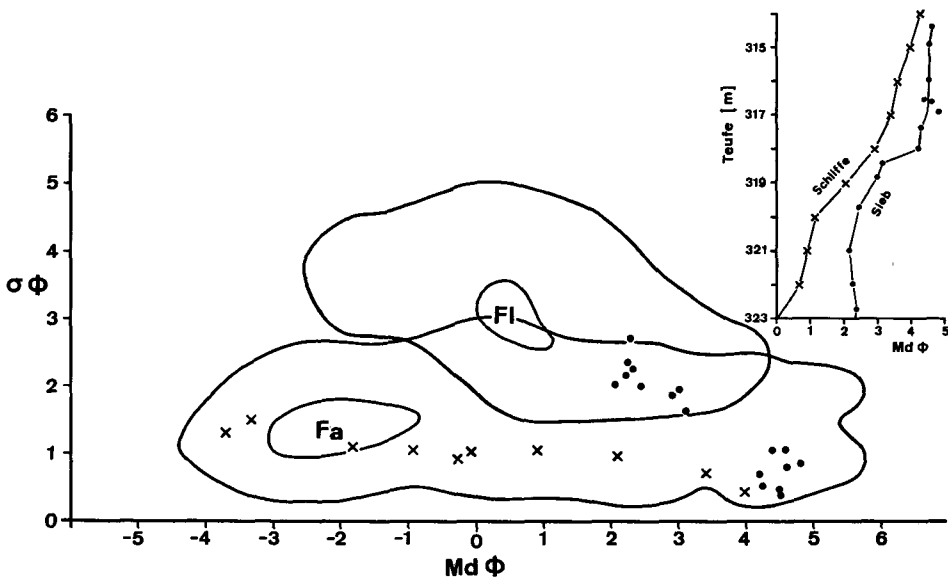


Abb. 2. Vergleich der Korngrößenverteilung in der gradierten Einheit mit der in pyroklastischen Ablagerungen. In die eingekreisten Flächen (Innenkreise = Maxima) fallen nach WALKER (1971) der Median und die Inman-Sortierung von 300 pyroklastischen Fließ- (FI) und 1300 pyroklastischen Fall-Ablagerungen (Fa). Die Werte der gradierten Einheit sind als Punkte (Siebanalysen) und Kreuze (Dünnschliffauszählungen nach STETTNER 1974) eingetragen. Oben rechts ein Vergleich der Mediane nach Schliff- und Siebanalysen, s. Text.

Median grain size versus sorting of „Graded Unit“ samples compared with pyroclastic deposits [contoured plot from WALKER 1971, based on 300 samples of pyroclastic flow (FI) and 1300 samples of pyroclastic fall (Fa) deposits]. Dots are sieve analyses, crosses are thin section analyses (from STETTNER 1974), both of „Graded Unit“ samples. (The thin section figures should be shifted to higher phi numbers for comparison with sieve figures, as shown by the diagram in the upper right.)

(1964), KITTLEMAN (1973) und STAPS (1976) auch in pyroklastischen Fall-Ablagerungen beobachtet. STAPS (1976) fand in den Fall-Ablagerungen der Laacher See Pyroklastika im größeren Teil einer Einheit bimodale, im feineren unimodale Korngrößenverteilung.

Ebenso ist in pyroklastischen Fallablagerungen Normalgradierung häufig (RISSE 1976, STAPS 1976). Die dort auch zu findende umgekehrte und symmetrische Gradierung dürfte auf schwankende Gasstromstärken beim Auswurf zurückgehen.

4. Diskussion

Die gradierte Einheit von 331,5—314,3 m ist durch folgende Merkmale gekennzeichnet:

1. Die Unten-Grob-Gradierung (Normalgrad.) reicht ohne jede Störung über 17,2 m.
2. Nur die maximale Korngröße nimmt kontinuierlich zum Hangenden hin ab. Eine BOUMA-Gliederung (1962) ist nicht erkennbar.
3. Die Sortierung wird relativ kontinuierlich vom Liegenden zum Hangenden besser.
4. Die Relation Median-Sortierung stimmt etwa mit derjenigen in pyroklastischen Fall-Ablagerungen überein.
5. Kristallinfragmente kommen, mit Ausnahme des untersten Teils, zusammen mit größeren Glasfragmenten vor (nach WALKER [1971] ist es typisch für pyroklastische Fallablagerungen, daß Kristalle zusammen mit größeren Glaskomponenten sedimentiert werden).
6. Die Top-Einheit ist sehr glimmerreich und zeigt zunehmend bessere Parallelorientierung der plattigen und länglichen Partikel (auch bei schlotfernen, pyroklastischen Fall-Ablagerungen beobachtet).
7. Die Grenze gegen den Suevit bei 331,5 m ist scharf.
8. Zwischen den Mächtigkeiten der kiesigen, sandigen und siltigen Einheit (Abb. 1) besteht die Zahlenbeziehung 8,5 - 5 - 3,7 (ca.-Werte).
9. Der primäre Mineralinhalt entspricht dem des Suevits, wobei die Gradierung auch zu einer Mineraldifferenzierung geführt hat (z. B. glimmerreicher Top).
10. Der Karbonatgehalt steigt zum Hangenden hin an.
11. Die Glasdiagenese ist zum Hangenden fortgeschrittener.

Die Punkte 9—10 zeigen, daß Diagenese-Lösungen vom Hangenden (Post-impakt-Sedimente) kamen.

Vier verschiedene Deutungen der gradierten Einheit kommen in Betracht:

- I. Rückfall von oben aus größerer Höhe
- II. Rücklauf oder Rücksog aus der Luft von allen Seiten

III. Schlammstrom (Lahar) vom Kraterrand her

IV. Suspensionsstrom (verdünnter als Schlammstrom)

Die gute Gradierung schließt II und III vermutlich aus. Die Korngrößenverteilung sollte im Fließ-Feld des WALKER-Diagramms liegen. Auch die Gliederung von Lahars (SCHMINCKE 1967) in eine dünne, feinkörnige Basis, einen massigen, grobkörnigen, schlecht sortierten Zentralteil, der Gesteinsblöcke enthält, und einen geschichteten oder schräggeschichteten Oberteil ist in der gradierten Einheit nicht wiederzuerkennen.

Eine Entstehung durch einen Suspensionsstrom (Punkt IV) ist unwahrscheinlich, da Fließstrukturen, z. B. Schrägschichtung, völlig fehlen und die Entstehungsmöglichkeit eines dermaßen mächtigen Stromes im Ries nicht gegeben erscheint. Bei Suevit als Ausgangsmaterial und dem der Bohrstelle relativ nahe gelegenen Inneren Wall als Ausgangsort dürfte die gute Gradierung nicht erreichbar sein. Zudem fehlen hier die größeren Gesteinsfragmente des Suevits. Nimmt man einen entfernteren, z. B. den gegenüberliegenden Teil des Inneren Walls als Ausgangsort an, so sollte bei der für eine 17,2-m-Ablagerung notwendigen Transportenergie ein BOUMA-Schema im Sediment erkannt werden.

Für eine Deutung der gradierten Einheit als Rückfall aus der Luft (Punkt I) sprechen die deutlichen Parallelen zu pyroklastischen Fall-Ablagerungen (Merkmale 1—7). Doch bleibt vor allem die scharfe Grenze gegen den Suevit noch zu erklären. Hier kann eine Lösung nicht ausschließlich in der Mechanik des gravitativen Rückfalls gesucht werden, vielmehr dürfte der Auswurfmechanismus eine wichtige Rolle spielen:

Nach DAVID (1970) erfolgte der zentrale Auswurf durch die Rückfederungsgeschwindigkeit nach dem Impakt, wobei der Materialaufstieg als turbulenter Strom („Überschall-Strömungsvorgang“) eines mit zersprühtem oder zertrümmertem Gestein beladenen Gases zu denken ist.

Die Turbulenz kann als Kette von Sekundärexplosionen aufgrund unterschiedlicher Druckfelder betrachtet werden (V. VASANTA-RAM, Strömungsmechanik Univ. Bochum, mündlich). Diese Sekundärexplosionen halten die Gesteins-Gas-Suspension bis zu einer kritischen Zeit t_k in der Luft, die von der Gesamtdichte der Suspension, dem Kraterdurchmesser und der Energie des Gesamtvorganges abhängen dürfte. Nach der Zeit t_k sind die Druckfelder nicht mehr wirksam und die Suspension bricht zusammen, d. h. der Gesteinsinhalt fällt ungeordnet aus (= Suevit). Damit wäre aber die aufwärts gerichtete Gasströmung, wenn auch jetzt wesentlich energieärmer, nicht beendet und könnte Partikel bis zu einer bestimmten Maximal-Korngröße noch nach oben transportieren.

Aus diesem strömungsmechanischen Denkansatz ergibt sich ein Zeit- und Korngrößenhiatus zwischen den nach der Zeit t_k zurückfallenden und den noch aufsteigenden Gesteinstrümmern. Dieser Hiatus dürfte in der scharfen Grenze zwischen dem unsortierten Suevit und der gradierten Einheit bei 331,5 m Teufe zu erkennen sein.

Für die Gradierung der später zurückfallenden Gesteinstrümmern könnten zwei sich überlagernde Effekte verantwortlich sein: die Fluidisation beim Aufstieg

(kinetische Rest-Energie) und die gravitative Differenzierung beim Rückfall. Das „coarse tail grading“ dürfte auf eine im unteren Teil noch relativ dichte Rückfallmasse hindeuten.

Obleich nach dem jetzigen Stand der Untersuchungen und Überlegungen eine Deutung der gradierten Einheit als Rückfall nahe liegt, kann hier eine hinreichend gesicherte Entscheidung zwischen den oben genannten vier Möglichkeiten noch nicht getroffen werden.

5. Literatur

- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. u. STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 33—34, München 1974.
- BOUMA, A. H.: *Sedimentology of some Flysch Deposits*. — Elsevier, 168 pp., Amsterdam 1962.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 350—378, 2. Auflage, München 1970.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Einige Kommentare zu den bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 81—90, München 1974.
- FISHÉR, R. V.: Maximum Size, Median Diameter, and Sorting of Tephra. — *J. Geophys. Res.*, 69, p. 341—355, Richmond (Virginia) 1964.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 11—31, München 1974.
- JANKOWSKI, B.: Die Postimpakt-Sedimente in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75 (dieser Band), München 1977.
- KITTLEMAN, L. R.: Mineralogy, Correlation, and Grain-Size Distribution of Mazama Tephra and Other Postglacial Pyroclastic Layers, Pacific Northwest. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84, p. 2957—2980, Boulder (Colorado) 1973.
- MIDDLETON, G. V.: Experiments on density and turbidity currents. — III. Deposition of sediment., *Can. J. Earth Sci.*, 4, p. 475—505, 1967.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 65—74, München 1974.
- RISSE, R.: Stratigraphie, Transport- und Ablagerungsmechanismen der Mittleren Laacher See Pyroklastika im Laacher-See-Gebiet (Osteifel). — Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum, 138 S., 47 Abb., Bochum 1976.
- SCHMINCKE, H.-U.: Graded lahars in the type section of the Ellensburg Formation, South Central Washington. — *J. Sediment. Petrol.*, 37, p. 438—448, Menasha (Wisconsin) 1967.
- STAPS, P.: Stratigraphie, Verbreitung, Aufbau und Entstehung der Unteren Laacher See Pyroklastika. — Diplomarbeit, Ruhr-Universität Bochum, 88 S., 38 Abb., 6 Tab., Bochum 1976.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 35—51, München 1974.
- WALKER, G. P. L.: Grain-size characteristics of pyroclastic deposits. — *J. Geol.*, 79, p. 696—714, Chicago 1971.

Geologica Bavarica	75	163—189	München 1977
--------------------	----	---------	--------------

Research drilling Nördlingen 1973 (Ries): composition and texture of polymict impact breccias

By DIETER STÖFFLER, ULRIKE EWALD, ROLF OSTERTAG and WOLF-UWE REIMOLD

With 16 figures and 2 tables

Kurzfassung

In der vorliegenden Arbeit wird über Ergebnisse petrographischer und mineralogischer Analysen polymikter Breccien (Suevit und gangförmige Breccien) der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 berichtet.

Der Suevit der Bohrung ist eine typische impaktoklastische, polymikte Breccie, die sich von den Sueviten des Riesvorlandes durch das Fehlen „aerodynamisch“ geformter Glasbomben und durch ein extrem poröses Gefüge der Schmelzpartikel unterscheidet. Die Korngrößenverteilung der Gefüge-Bestandteile ist bimodal. Die mittlere Korngröße nimmt im Suevit mit zunehmender Tiefe ab, dagegen zeigen Sortierung, Schiefe und Kurtosis wenig Änderung mit der Tiefe.

Im Mittel aller Suevitproben entfallen 42 % der Einschlüsse der Korngröße 8—28 mm auf Gneise, 14,5 % auf Amphibolite, 12,5 % auf Granite, 0,2 % auf Sedimentgesteine und 28 % auf Schmelzprodukte. Bei den Mineralfragmenten (Kornklasse 1—0,06 mm) kommen mit abnehmender Häufigkeit vor: Feldspat, Quarz, Biotit, Hornblende, Chlorit. Der Anteil der Schmelzpartikel variiert zwischen 1 und 17 %. Gemessen am Gesamtvolumen des Gesteins liegt der Anteil an Schmelzprodukten im normalen Suevit zwischen 1,3 und 6,3 %. Er nimmt unterhalb etwa 380 m vom Hangenden zum Liegenden deutlich ab. Der relative Anteil der verschiedenen Mineralfragmente schwankt innerhalb des Suevits. Das Verhältnis Quarz : Feldspat variiert zwischen 0,6 und 2,0. Der Anteil an Quarz mit Stoßwellendeformation am Gesamtquarzgehalt beträgt 20 bis 50 %, fällt jedoch im schmelzarmen Suevit (unterhalb 525 m) unter 10 %.

Die Mineralfragmentpopulation der Gangbreccien unterscheidet sich deutlich von derjenigen der Suevite. Der Gehalt an Biotit und Hornblende ist extrem gering. Die Gangbreccien oberhalb 1065 m weisen einen relativ hohen Gehalt an Sedimentgesteinsfragmenten (Kalk, Ton) und an Quarz mit Stoßwellendeformation auf. Das Quarz : Feldspat-Verhältnis ist ähnlich wie im Suevit. Dagegen fehlen Quarze mit Stoßwellendeformation in Gangbreccien unterhalb 1065 m, der Gehalt an Sedimentgesteinen ist wesentlich geringer und das Quarz : Feldspat-Verhältnis liegt über 2.

Sowohl im Suevit als auch in den Gangbreccien sind den Mineralfragmenten aus dem kristallinen Grundgebirge Quarzfragmente vermutlich aus dem sedimentären Deckgebirge beigegeben. Auffallend ist, daß im Suevit nur Sedimentmaterial aus dem tiefsten Bereich des Deckgebirges (Sandsteine, Ton) gefunden wurde, während in den Gangbreccien unterhalb 602 m Kalkfragmente häufig sind, die mit zunehmender Teufe abnehmen bei gleichzeitiger Zunahme der Quarzfragmente (vermutlich aus Sandsteinen).

Anschrift der Verfasser (author's address): Prof. Dr. D. STÖFFLER, U. EWALD, R. OSTERTAG, W.-U. REIMOLD, Institut für Mineralogie der Universität Münster, Gievenbecker Weg 61, 4400 Münster.

Das Gesteinsmaterial des Suevits stammt aus einem Bereich des Grundgebirges, welcher tiefer als das gegenwärtige Niveau des Suevitprofils und näher zum Kraterzentrum gelegen hat. Geringe Teile der tiefsten Schichten des Deckgebirges wurden beim Auswurf miterfaßt. Das Ausgangsmaterial der Gangbreccien leitet sich, soweit es nicht unmittelbar dem Nebengestein entstammt, aus Kraterzonen ab, die bis in die hangenden Schichten des Deckgebirges reichen, im Grundgebirge jedoch Bereiche betrifft, die in größerer Entfernung vom Kraterzentrum liegen (geringe Stoßwellenbeanspruchung im Vergleich zum Suevit). In allen Breccien kommen sekundär gebildete Mineralien vor, welche einerseits die Glassubstanz der Schmelzprodukte ersetzen (Montmorillonit, Analcim) und andererseits in Porenräumen aus Lösungen abgesetzt wurden. Typisch für die obere Suevitlage (331—390 m), die im Lösungsaustausch mit den postriesischen Seesedimenten, d. h. mit Ca-reichen Oberflächenwässern stand, sind Ca-haltige Zeolithe wie Clinoptilolit, Erionit, Phillipsit, Harmotom und das Fehlen von Matrix-Karbonat. Im schmelzarmen Suevit und in den Gangbreccien oberhalb etwa 900 m ist Calcit in der Matrix typisch, während in größeren Teufen bei mangelnder Karbonat-Sättigung und höherer Temperatur Anhydrit kristallisierte.

Summary

Results of petrographic analyses of suevite and dike breccias from the research drill core Nördlingen 1973 are reported.

The grain size distribution of the breccias measured in the size range from -4.75Φ (26.9 mm) to $+3.5 \Phi$ (0.088 mm) is mostly bimodal. Statistical parameters show a general decrease of the mean grain size with increasing depth but skewness and kurtosis remain rather constant through the whole profile.

The average composition of the whole fallback suevite in the 8—28 mm size range is the following: melt products (28 %), gneisses (42 %), amphibolites (14.5 %), granitic rocks (12.5 %), sedimentary rocks (0.2 %). The relative proportions of the crystalline rocks are variable and show no clear systematic trend with depth. However the abundance of melt particles decreases in the suevite below about 380 m with increasing depth. The melt content in this suevite profile is distinctly lower than that of the fallout suevite occurrences outside the crater rim. In the fallout suevite 60 to 80 % of the coarse inclusions are melt products (glass bombs).

The fragment population of the suevite in the microscopic size fraction reveals the following characteristics: The ratio quartz : feldspars varies between 0.6 and 2.0. The ratio shocked quartz (quartz with planar elements) to total quartz is mostly between 0.2 and 0.5, but drops to less than 0.1 in the glass-poor suevite below 525 m. The ratio mafic minerals : quartz : feldspars in the suevite is different from all ejected crystalline rocks and could be explained by an admixture of quartz from the sequence of sedimentary rocks (sandstones). The dike breccias consist of crystalline rock fragments which only in part are derived from the adjacent country rock, and of a small amount of sedimentary rock clasts (limestone, shale). The mineral fragment population is distinctly different from the suevite. The content of mafics is extremely low. The dikes above about 1065 m contain sedimentary rock fragments and shocked quartz. They have quartz : feldspar ratios similar to the suevite. In the dikes below 1065 m no shocked quartz was found, the quartz : feldspar ratio is higher than 2, and the abundance of fragments of sedimentary rocks is much less than above 1065 m.

We conclude from our data that the source material of the suevite is derived from a region of the Ries basement which is deeper and nearer to the point of impact than the present location of the suevite. Only a very small volume of the deepest layers of the sedimentary rock strata was involved in the formation of the suevite. The material of the dike breccias comprises also rock fragments from higher levels of the target profile but in general, the material was excavated from a zone more distant from the point of impact (low degree of shock metamorphism). In the suevite the highly vesiculated melt products are recrystallized and replaced by montmorillonite and analcite. In addition the top layer of suevite contains clinoptilolite, erionite, phillipsite and harmotome, whereas below 434 m only analcite and montmorillonite was found. No zeolites were detected in the dike-breccias except for analcite at 642 and 1015 m. The melt-rich suevite

section is free of matrix calcite whereas the melt-poor suevite and the dike breccia to a depth of about 900 m contain matrix calcite. In the lowermost dike breccias anhydrite is quite common but matrix calcite is lacking.

Contents

	Page
1. Introduction	165
2. Samples and methods of investigation	166
3. Texture and grain size distribution of the suevite and dike breccias	167
3.1. Suevite	167
3.2. Dike breccias	172
4. Modal composition of breccias	174
4.1. Suevite	174
4.1.1. Clastic material and melt	174
4.1.2. Secondary minerals	176
4.2. Dike breccias	179
4.2.1. Clastic material	179
4.2.2. Secondary minerals	180
5. Discussion and origin of the breccias	181
5.1. Provenance of the fragmental particles	181
5.2. Thermal autometamorphism of the suevite and dike breccias	185
6. References	186

1. Introduction

Results of the Ries deep drilling project are of fundamental importance for the understanding of impact cratering as a basic process on planetary surfaces for two reasons: Firstly, the Ries is the only large terrestrial impact structure penetrating into crystalline basement rocks which has a well preserved ejecta blanket and, secondly, the present drill core, for the first time, provides a complete profile from the top of the polymict fallback breccias to the brecciated basement of the crater.

A detailed core description and first results of geophysical measurements have been published by the BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT, Munich (1974). Additional preliminary results of petrographic analyses and their implications to the subsurface structure of the crater were given by ENGELHARDT (1975), STÖFFLER (1975) and CHAO (1976).

Based on the texture and composition of the rocks the drill core can be divided into three main units from top to bottom: post-impact lake sediments, suevite breccia, brecciated or fractured crystalline basement conspicuously dissected by dike- or vein-like polymict crystalline breccias (Fig. 1). The following article summarizes results of petrographic analyses of the suevite and of the dike breccias. These investigations are closely linked to the petrographic analyses of the same and other sections of the drill core by many other authors of this volume, especially to the analyses of the crystalline basement rocks by ENGELHARDT and GRAUP (this volume) and to the investigation of the shock effects in the polymict breccias by STÄHLE and OTTEMANN (this volume).

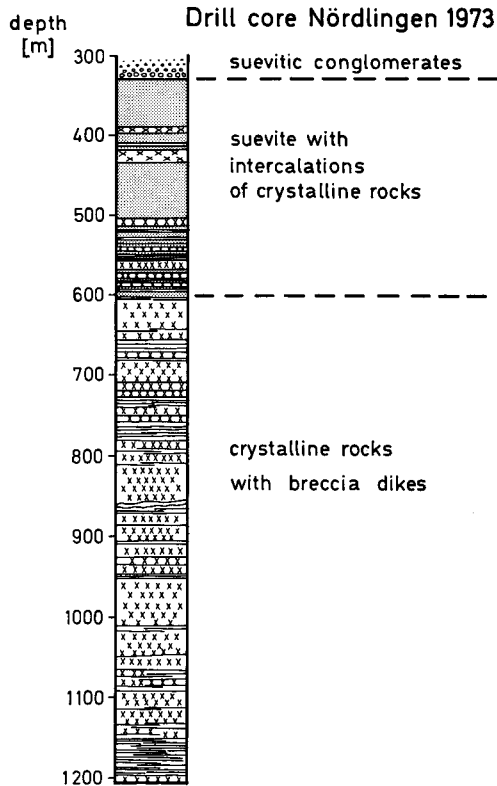


Fig. 1. Partial core profile of the research drilling Nördlingen 1973; solid lines below 600 m indicate the location of dike breccias.

Teil des Kernprofils der Forschungsbohrung Nördlingen 1973; horizontale Linien unterhalb 600 m geben die Lage von Gangbreccien an.

2. Samples and methods of investigation

40 core sections of 13 to 65 cm length were taken at distances of 3 to 7 m within the suevite unit (330 to 602 m). 21 core sections of 9 to 38 cm length were selected from the small dikes of polymict breccia irregularly distributed within the crystalline basement. All core samples were cut parallel to the core axis so that plane sections were obtained for textural analysis. Thin disks were cut at both ends of the cores from which polished thin sections and bulk powder samples were made. The following methods of investigation were applied to these subsamples:

1. Grain size analyses using the computerized Zeiss particle size analyzer (TGZ 3) in the size range from -4.75Φ to $+3.5 \Phi$ (26.9—0.088 mm) at a size class width of 0.25Φ . These measurements were performed on macro- and microphotographs of the core sections and thin sections at 4 steps of magnification (1:1, 1:4, 1:10, and 1:42). For further details see STÖFFLER et al. (1976). Although the very fine and very coarse size fraction could not be determined for technical reasons the following statistical parameters of the measured size distributions were computed formally according to FOLK and WARD (1957): graphic mean, inclusive graphic standard deviation, inclusive graphic skewness, and kurtosis. These parameters allow a vertical comparison of all samples of the breccia profile but a general interpretation of the mode of comminution, transport and sedimentation involved in the breccia formation is very restricted.

2. Modal analyses of macroscopic sections and thin sections by measuring the areal proportions of fragment types and the matrix in the 8–28 mm size range and by point counting of thin sections in the 0.063–1 mm size range (1000 points per thin section).

3. X-ray powder diffractometry. Such analyses were made of bulk samples in order to obtain a reconnaissance information about the mineral composition of the fine-grained matrix of the polymict breccias.

4. Electron microprobe and scanning electron microscope analyses. These techniques provided mainly data for the identification of secondary minerals such as zeolites.

3. Texture and grain size distribution of the suevite and dike breccias

3.1. Suevite

The typical suevite of the drill core is a polymict breccia which consists of angular to subrounded rock fragments up to a size well above the diameter of the core (Fig. 2). These fragments which are shock metamorphosed to various degrees are irregularly distributed in a finer-grained, greyish matrix consisting of mineral fragments and in situ formed secondary minerals such as montmorillonite. Most characteristic of the suevite are inclusions of very friable and porous, dark green-brown material which represents recrystallized, highly vesicular glass apparently produced by shock fusion of target rocks (Fig. 2). The bulk texture of these suevite units is conspicuously different from that one of suevite occurrences outside the Ries basin due to the lack of “aerodynamically” shaped glass bombs. The melt products of the suevite in the drill core from smaller and more isometrically shaped bodies. According the current definition of suevite all polymict breccias containing such melt products will be called suevite. Suevite breccia forms the uppermost section of the rocks formed or affected by the Ries impact in the drill core profile. The suevite profile may be subdivided into several textural subunits:

1. Suevitic conglomerates with macroscopically visible effects of sorting. Suevite material forms a major component of the coarse-grained lake sediments (sandstones and conglomerates) between 295 and 307 m. More typical “sorted” suevite occurs from 324.5 to 331.3 m with a sharp transition to normal suevite at 331.3 m (Fig. 2, compare GUDDEN 1974, STETTNER 1974). These sections have a very low remanent magnetization (POHL 1974). Another layer of “sorted” suevite was found within the normal suevite at a depth of 378.4 m.

2. Suevite with normal texture and strong remanent magnetization (POHL 1974) from 331.3 to 525 m (Fig. 2 and 3). This section contains two very homogeneous layers of suevite (331.3–389.8 m and 436.0–505.7 m). In the remaining core sections the suevite is interrupted by intercalations of brecciated blocks of crystalline basement rock (mainly gneiss in the 389.8–436.0 m range and granite, gneiss, and amphibolite in the 505.7–525 m range, compare BAUBERGER et al. 1974).

3. Suevite with a very low content of melt products and very low remanent magnetization (POHL 1974) from 525 to 602.0 m. Macroscopically this section appears as a polymict breccia of crystalline basement rocks (Fig. 3).

Results of the grain size statistics in the suevite profile which are based on the volume frequency distribution of the constituent particles are given in Fig. 4. The volume frequency distribution as calculated from the measured number frequency data, in general, is bimodal. This property appears somewhat clearer

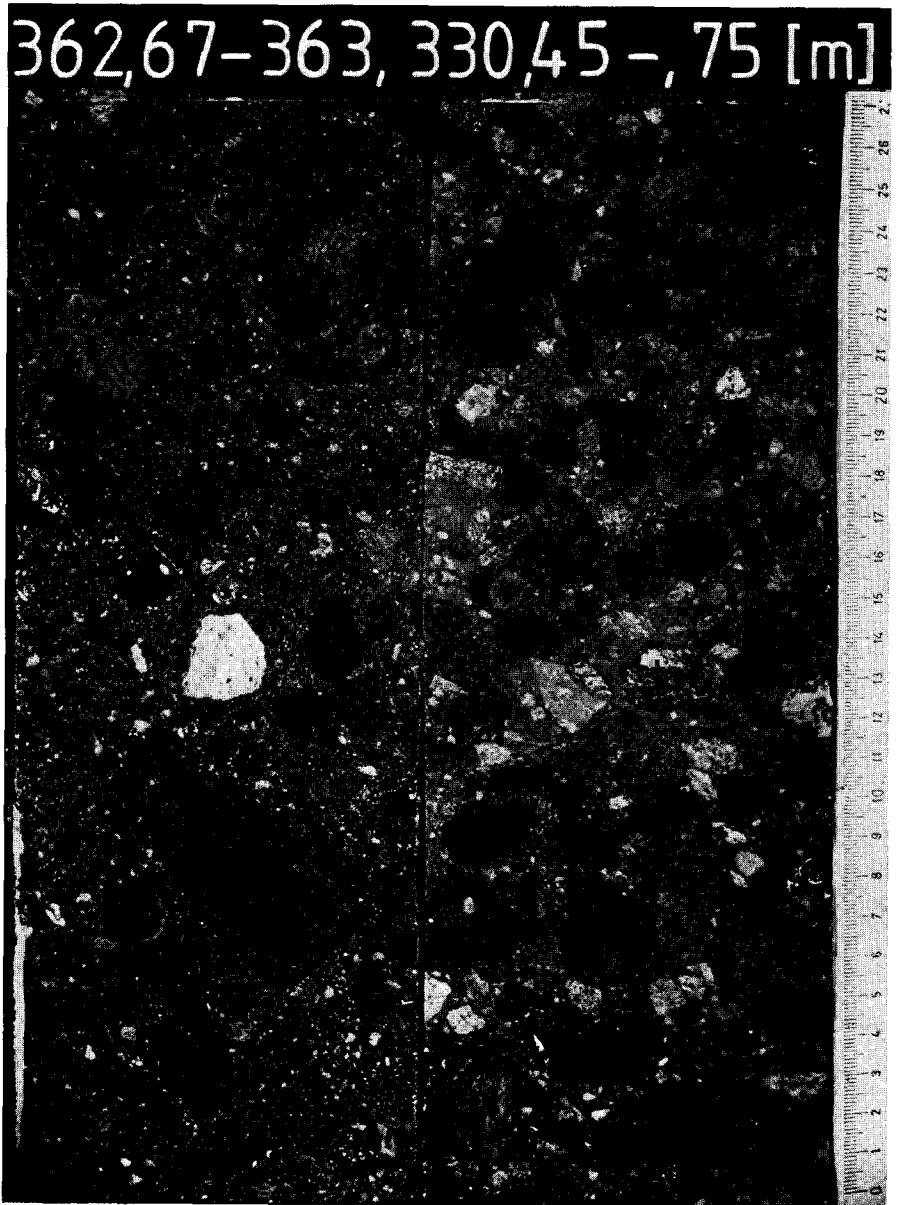


Fig. 2 Sections and normal suevite (left) and "sorted" suevite (right) from the drill core of Nördlingen 1973. Small dark-grey inclusions are melt products. Scale = cm.

Normaler Suevit (links) und "sortierter" Suevit (rechts) der Bohrung Nördlingen 1973. Kleine, dunkelgraue Einschlüsse sind Schmelzprodukte. Maßstab = cm.

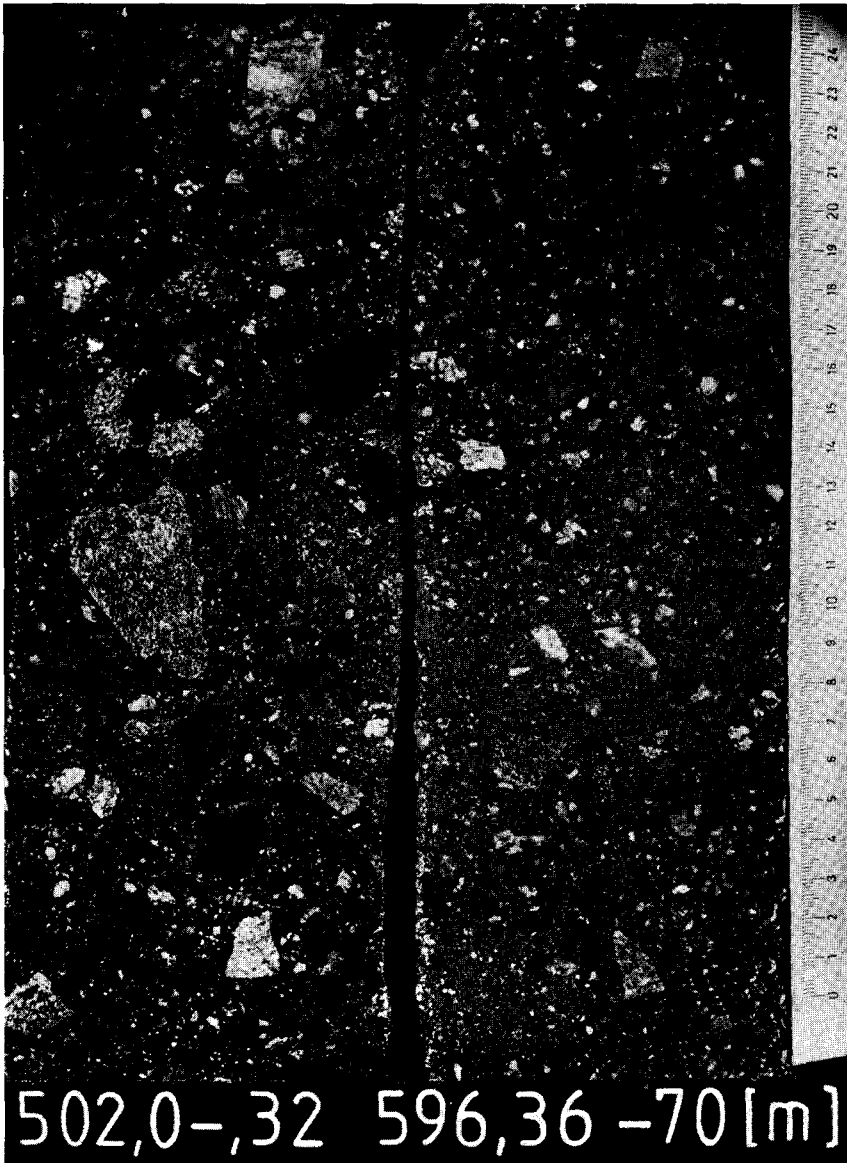


Fig. 3. Sections of melt-rich suevite (left) and melt-poor suevite (right) from the drill core of Nördlingen 1973. Small, dark-grey inclusions are melt products (left core). Scale = cm.

Suevit mit hohem Anteil (links) und niedrigem Anteil an Schmelzprodukten (rechts). Bohrung Nördlingen 1973. Kleine, dunkelgraue Einschlüsse sind Schmelzprodukte (linker Kern). Maßstab = cm.

in the computer printouts than in the histograms of Fig. 4 in which several size classes were combined to one size class for graphic reasons. The main maximum is represented by the coarsest size fraction (~ 8 – 32 mm) in which rock fragments and melt products prevail. A second maximum appears between 1 and 3 mm. This particle size corresponds to the average grain size of crystalline basement rocks and may be caused by a preferred shock comminution of crystalline rocks along grain boundaries. Most characteristic for the grain size distribution of suevite is the extreme deficiency of the finer size fractions in the measured size range. There is no distinct trend in the grain size parameters as a function of depth with the exception of the average grain size (graphic mean) which appears to decrease with depth (Fig. 5). This is due to a decrease of the proportion of the coarsest size fraction.

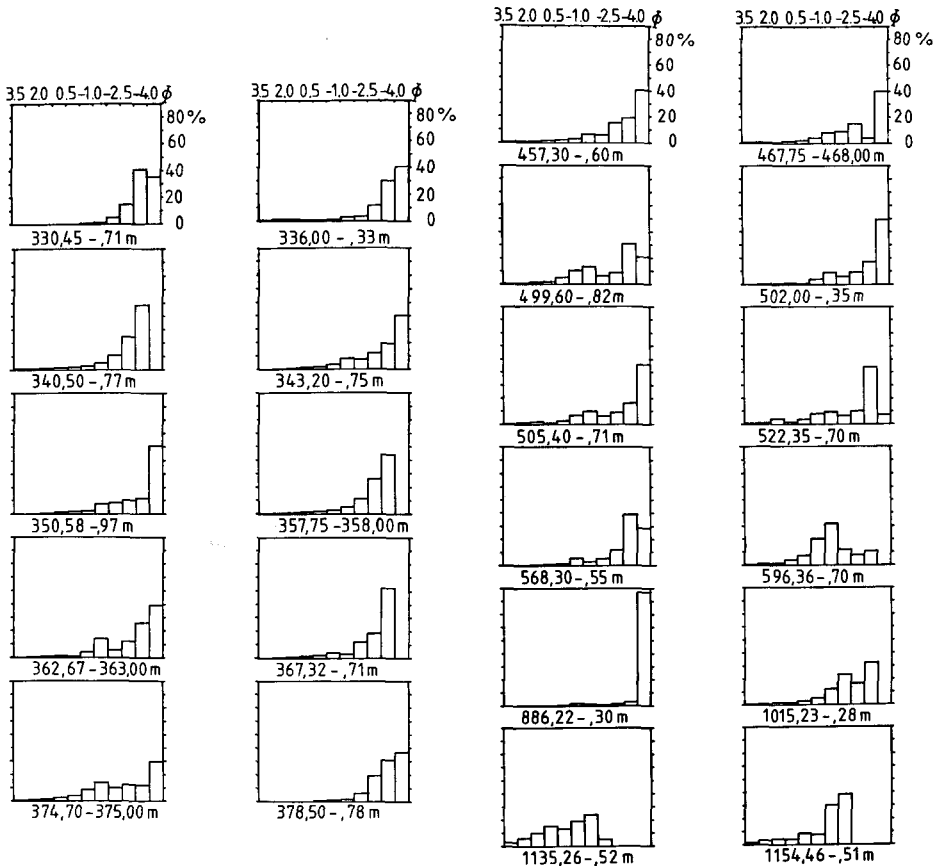


Fig. 4. Volume frequency distribution of the particule sizes of suevite (330–596 m) and dike breccias (886–1154 m), recalculated from number frequency distributions measured at a size class width of 0.25Φ (see text). The unusual size distribution at 886.22 m is due to a few very large clasts.

Korngrößenverteilung (Volumenstatistik) von Suevit (330–596 m) und Gangbreccien (886–1154 m) umgerechnet aus der bei einer Klassenbreite von $0,25 \Phi$ gemessenen Anzahlstatistik (siehe Text). Die ungewöhnliche Korngrößenverteilung bei 886,22 m ist auf einige sehr große Fragmente zurückzuführen.

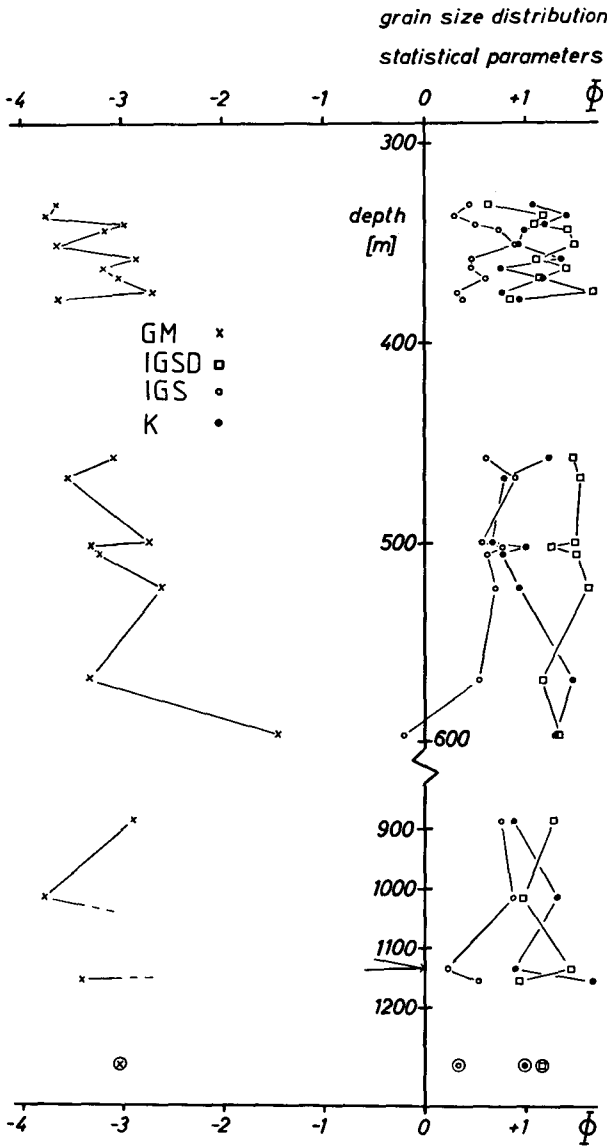


Fig. 5. Statistical parameters of the particle size distribution of suevite and dike breccias calculated from the volume frequency data according to FOLK and WARD (1957) in the measured size range from -4.75Φ to 3.5Φ GM, IGSD, IGS, and K (see text); encircled symbols = averages for fallout suevite (Otting).

Statistische Parameter der Korngrößenverteilungen von Suevit und Gangbreccien, berechnet aus der Volumenstatistik nach FOLK und WARD (1957) im Korngrößenbereich von $-4,75 \Phi$ bis $3,5 \Phi$; GM = mittlerer Korndurchmesser, IGSD = graphische Standardabweichung (Sortierung), IGS = graphische Schiefe, K = graphische Kurtosis; Symbole in Kreisen = Mittelwert für den Suevit von Otting.

The main conclusion from these data is that the whole suevite layer of the core (331.3—525 m) represents a rather homogeneous, well mixed deposit of impactoclastic material and melt products. The lowermost “melt-poor” suevite (525—602 m) is different from the upper suevite by a smaller graphic mean and a better sorting.

3.2. Dike breccias

Dike- or vein-like, fine-grained breccias of greyish to red-brown color and of a very variable thickness (some millimeters up to one meter) occur below 602 m in a swarm-like, irregular distribution in the crystalline basement rocks (GUDDEN 1974). The spacing of the dikelets varies from a few decimeter up to about 50 m. Similar vein-like breccias also occur in the large crystalline blocks

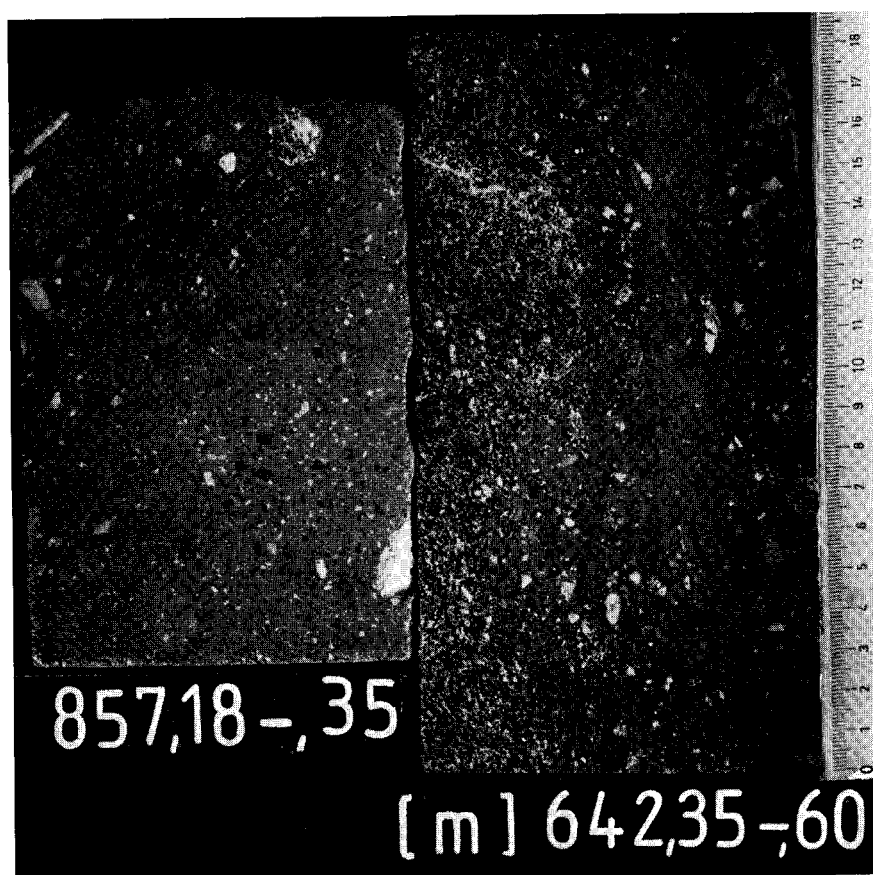


Fig. 6. Sections of dike breccias from the drill core of Nördlingen 1973. Note fragments of the country rock (amphibolite) in the outer zone of the dike (right photograph), which also contains melt particales in contrast to the inner, light-grey zone of the dike. Scale = cm.

Gangbreccien der Bohrung Nördlingen 1973. Im Bild rechts wird eine hellere innere Zone und eine dunklere äußere Zone sichtbar, in welcher Nebengesteinsfragmente (Amphibolit) und Schmelzpartikel vorkommen. Maßstab = cm.



Fig. 7. Sections of dike breccias from the drill core of Nördlingen 1973. The vein-like intrusion into the biotite gneiss country rock is best visible in the right photograph. Lower left corner: brecciated fluorite dikelet. Scale = cm.

Gangbreccien der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Die aderförmige Durchdringung und Zerschierung des Nebengesteins (Biotitgneis) wird im rechten Bild deutlich. Links unten: breccierter Flußpatgang. Maßstab = cm.

in the central part of the suevite layer (390—434 m) where they are cut discordantly by the suevite breccia (STETTNER 1974). The texture of these breccias is characterized by angular rock and mineral fragments embedded in a detrital but very fine grained matrix (Fig. 6 and 7). A large fraction of the fragments is obviously broken off the country rock by a frictional process whereas fragments of sedimentary rocks and shocked crystalline rock and mineral fragments are not of local origin. A textural difference seems to exist between a sequence of grey

breccias from 602 to about 880 m which are rather similar to the "glass-poor" suevite of 525—602 m, and the red-brown breccias below 880 m. The latter, more conspicuously, display some textural features indicative of violent movement of the rock debris relative to the country rock: extremely sharp, but irregular contacts, laminated texture parallel to the wall of the country rock, incorporation of larger rock fragments obviously disrupted from the country rock.

The grain size distribution (Fig. 4 and 5) is rather different from the suevite because of a smaller graphic mean and a much smaller proportion of the coarsest size fraction.

4. Modal composition of breccias

4.1. Suevite

4.1.1. Clastic material and melt

The rock fragment population of the suevite samples was determined macroscopically in the 7.7—27.7 mm size range by quantitative image analyses at the

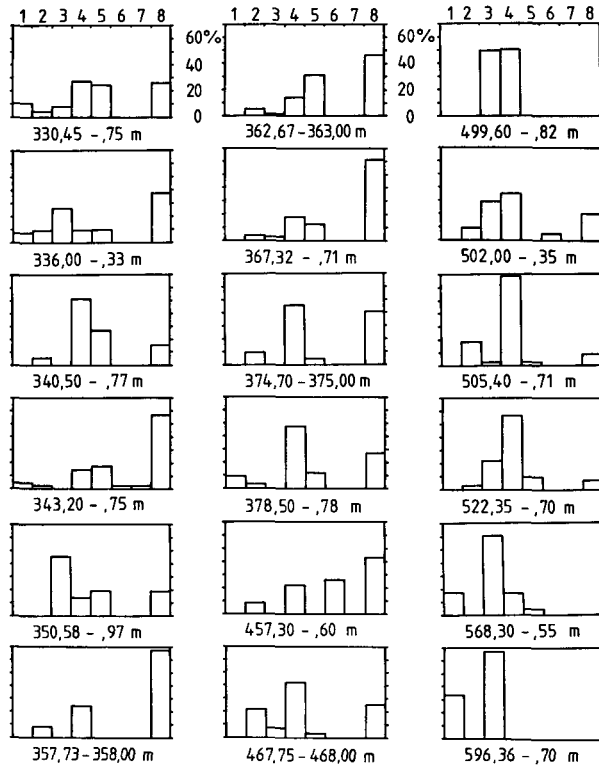


Fig. 8. Modal composition of the 8—28 mm grain size fraction of suevite samples from the drill core of Nördlingen 1973; 1 = red granite, 2 = light granite, 3 = amphibolite, 4 = coarse grained, light gneiss, 5 = fine grained dark gneiss, 6 = aplitic rocks, 7 = sedimentary rocks, 8 = melt products.

Modale Zusammensetzung der Korngrößenklasse 8—28 mm im Suevit der Bohrung Nördlingen 1973. 1 = rötlicher Granit, 2 = heller Granit, 3 = Amphibolit, 4 = grobkörniger heller Gneis, 5 = feinkörniger dunkler Gneis, 6 = Aplit, 7 = Sedimentgestein, 8 = Schmelzprodukte.

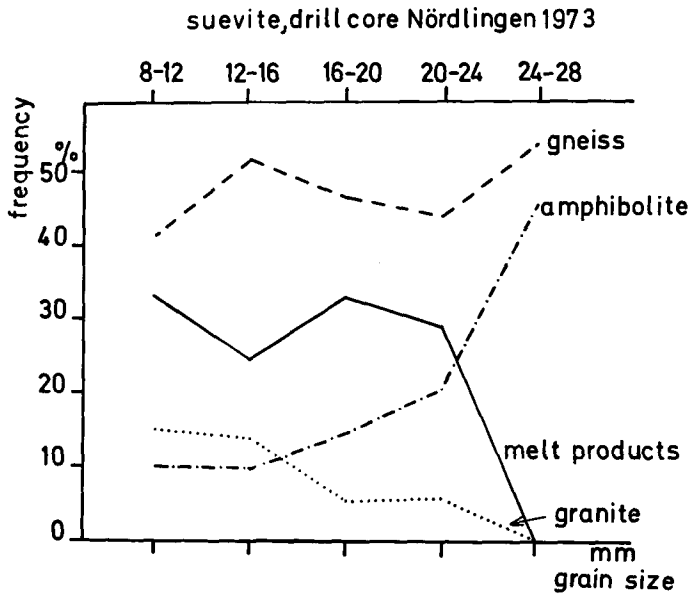


Fig. 9. Average modal composition (19 samples) of the coarse grain size fraction of suevite from the drill core of Nördlingen 1973 as a function of grain size.

Mittlerer Modalzusammensetzung von 19 Proben des Suevits der Bohrung Nördlingen 1973 in der grobkörnigen Fraktion als Funktion des Korndurchmessers.

Zeiss particle size analyzer. For this reason only a limited number of rock types was distinguished which could be identified unequivocally by checking crushed small pieces of the fragmental inclusions in question with the polarizing microscope. The following rock types were found: (1) red granite, (2) light granite, (3) aplitic rocks, (4) coarse-grained, light gneiss, (5) fine-grained, dark gneiss, (6) amphibolite, (7) sandstone, (8) dark recrystallized, vesicular melt products and pumice-like, light melt products. This classification differs from the classification used in the core description by BAUBERGERGER et al. (1974). These authors determined mainly clasts larger than 60 mm which allowed better textural observation so that 13 rock types could be classified. However, in this size class statistics are insufficient for core sections shorter than about 0.5 m.

The modal data of the coarse fragment population is summarized in Fig. 8 and Table 1. The relative proportion of fragmental rock types reveals some characteristic trends as a function of depth (Fig. 8). Among the rocks of lower shock metamorphism (stages 0—II) gneisses predominate over granitic rocks throughout the normal suevite. The abundance of sedimentary rocks from the upper ~ 700 m section of the Ries target rocks is insignificant, most of the few sedimentary rocks are Keuper sandstones. There is no obvious trend with depth in the proportions of the main rock types (granites, amphibolites, gneisses). However, in the "glass-poor" suevite (525—602 m) amphibolites prevail over granites and gneisses (compare also BAUBERGER et al. 1974). The variation of the content of melt products is most interesting. In the upper suevite section the melt proportion of the total of rock inclusions (> 8 mm) varies irregularly from 15 to 67

vol. % whereas in the lower suevite section (380—602 m) an almost steady decrease from 40 to zero vol. % is observed (Fig. 8). The suevite below 525 m is free of macroscopic melt inclusions in accordance with the low remanent magnetization (POHL 1974). The fragment population as a function of grain size (Fig. 9) indicates that the melt products and granitic rocks are concentrated in the 8—24 mm size fraction whereas the largest size fraction is mainly occupied by gneisses and amphibolites.

The fragment population of the suevite as measured in the 0.06—1.0 mm size fraction is summarized in Table 2. The abundance of melt products and some mineral fragment ratios which are particularly indicative of the primary source rocks and of the degree of shock metamorphism is given in Fig. 10 as a function of depth. The relative proportion of the primary minerals quartz, feldspar, amphibole, biotite, and chlorite is not constant. The following variations seem to be most characteristic (Table 2 and Fig. 10):

- a) the ratio quartz : feldspar is twice as much between 330—340 m and 538—551 m than in the remaining suevite where this ratio is mostly below 1.0.
- b) the ratio of biotite : amphibolite is rather high (2—6) in the upper suevite layer from 331—375 m, intermediate (0.8—2.4) in the suevite layer from 434—525 m, and very low (< 0.4) in the melt-poor suevite from 525—602 m.
- c) the content of chlorite increases with increasing depth.
- d) the content of sedimentary rock fragments decreases with depth.
- e) the ratio of shocked quartz (quartz with planar deformation structures) to total quartz decreases with depth in the upper suevite, increases again at about 460 m, and distinctly decreases below 525 m.
- f) the content of recrystallized melt is variable in the upper suevite but decreases continuously in the lower suevite section (below 380 m) in accordance with the behavior observed in the coarse size fraction.

4.1.2. Secondary minerals

Secondary minerals were formed after the deposition of the suevite in the matrix and in highly shocked crystalline rock fragments. All primary shock-produced glasses, such as diaplectic quartz and feldspar glass as well as vesiculated glasses quenched from shockfused minerals and rocks have been altered to clay minerals and zeolites under quasi-hydrothermal conditions. The main mineral phases which have been detected by X-ray diffractometry in the fine fraction of powdered bulk samples are: montmorillonite (smectite), analcite, calcite, and illite. The latter two phases are probably of primary origin. Montmorillonite is present in all measured suevite samples (see also SALGER, this volume) whereas analcite is lacking or rare in the "glass-poor" suevite (525—602 m). Additional secondary phases have been found in highly shocked fragmental inclusions or melt products by X-ray analysis and scanning electron microscopy: clinoptilolite, erionite, harmotome, phillipsite, and chalcedony. These minerals occur mostly as euhedral crystals in vugs or vesicles of the shock fused inclusions (Fig. 11) whereas the glass substance is replaced by montmorillonite and analcite (Fig. 12; compare also

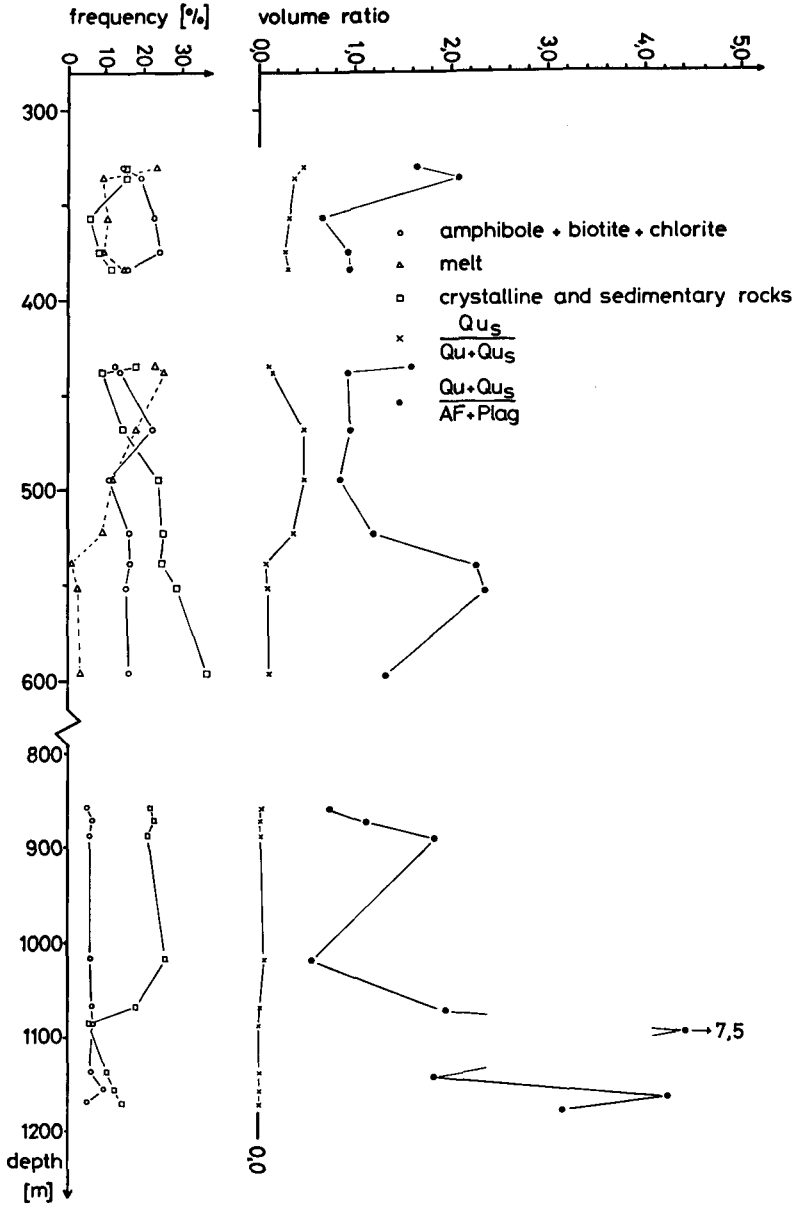


Fig. 10. Volume frequency of mineral and rock fragments relative to the total of primary fragmental particles and various volume ratios of mineral fragments in suevite and dike breccias from the drill core Nördlingen 1973. Qu = Quartz, Qu_s = quartz with planar deformation structures (shocked quartz), AF = alkali feldspar, Plag = plagioclase; grain size fraction 1—0.06 mm.

Volumenanteil von Mineral- und Gesteinsfragmenten am Gesamtvolumen der fragmentären Bestandteile der Korngrößen 1—0,06 mm und verschiedene Volumenverhältniszahlen im Suevit und in Gangbreccien der Bohrung Nördlingen 1973. Qu = Quarz, Qu_s = Quarz mit planaren Deformationsstrukturen (Stoßwellendeformation), AF = Alkalifeldspat, Plag = Plagioklas.

STÄHLE and OTTEMANN, this volume). A similar mineral paragenesis was found in the suevite of the drill core of Deiningen by FÖRSTNER (1967). A characteristic variation of the zeolite paragenesis in the suevite was found with increasing depth (Fig. 13). Clinoptilolite occurs mainly in the suevitic conglomerates and in the

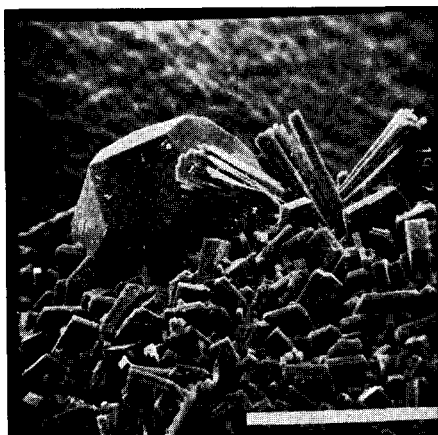


Fig. 11. Scanning electron microscope photograph of analcite (A), erionite (prisms) and clinoptilolite in the suevite; depth 378.65 m; bar = 0.5 mm.

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme von Analcim (A), Erionit (Stengel) und Clinoptilolit aus dem Suevit; Tiefe 378,65 m; Länge des Strichs = 0,5 mm.

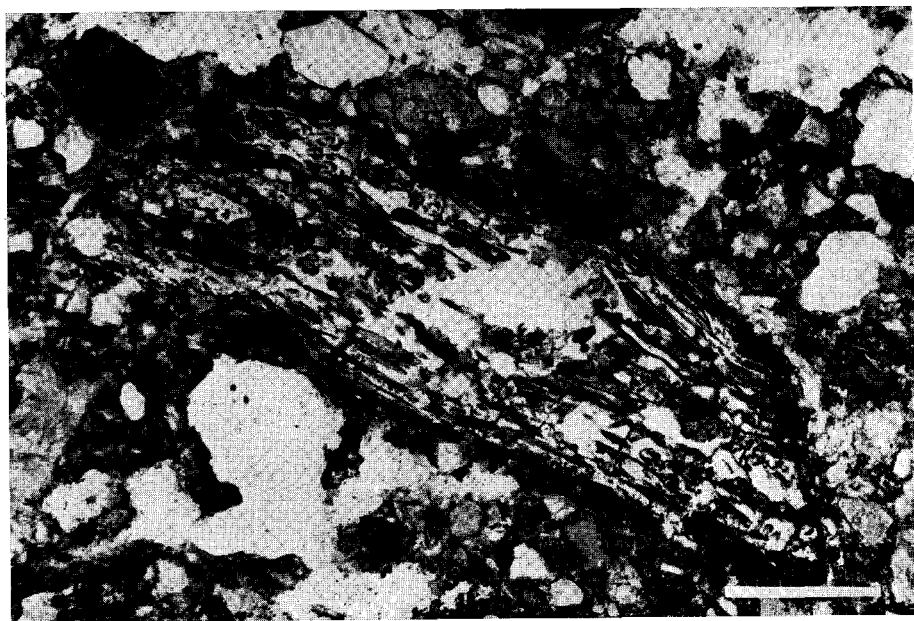


Fig. 12. Microphotograph of a vesicular melt inclusion recrystallized to montmorillonite and analcite; suevite of the drill core Nördlingen 1973; depth 437.75 m; bar = 0.5 mm.

Blasiger Schmelzeinschluß mit Montmorillonit und Analcim aus dem Suevit der Bohrung Nördlingen 1973; Tiefe 437,75 m, Länge des Strichs = 0,5 mm.

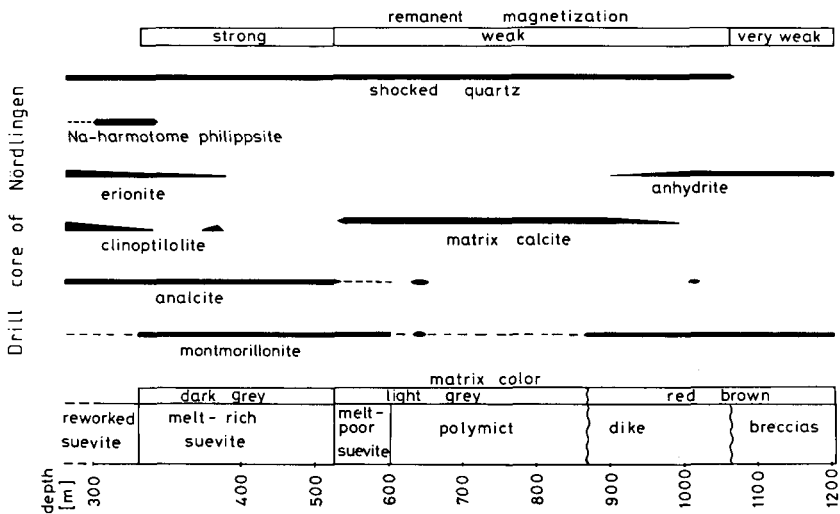


Fig. 13. Abundances of secondary minerals in suevite and dike breccias of the drill core Nördlingen 1973.

Verteilung der Sekundärmineralien im Suevit und in den Gangbreccien der Bohrung Nördlingen 1973.

upper few meters of the normal suevite (above 340 m and at about 378 m where a layer of "sorted" duevite was found — see section 3.1. —). Erionite, phillipsite and harmotome are restricted to the upper section of the suevite (331.5—389 m). In the lower suevite section (434—525 m) only analcite was found (Fig. 13). The fine-grained matrix of the normal suevite does not contain carbonates in contrast to the melt-poor suevite which is rich in finely dispersed calcite.

4.2. Dike breccias

4.2.1. Clastic material

The rock fragment population of the dike breccia is represented by two types of fragments (Fig. 6 and 7):

- a) parautochthonous fragments of the country rock
- b) xenolithic or allochthonous fragments of crystalline and sedimentary rocks.

A quantitative modal analysis of the lithic fragments is not yet available. Among the type b) fragments shocked and brecciated crystalline rocks which mostly display recrystallization textures are quite common. The recrystallization sometimes obliterates primary shock-metamorphic features very strongly. This prevents an unequivocal diagnosis of the shock history of these fragments. It seems possible that most of the mechanical deformation is due to the special intrusion mechanism of the dike breccias.

The sedimentary rock fragments are mostly shales and limestone. Some of the shaly fragments could also be derived from pre-impact mylonitic (clay-rich) zones of the crystalline basement rocks (STÄHLE and OTTEMANN, this volume).

The submillimeter size fraction (1—0.06 mm) of some dike breccias was quantitatively analyzed in thin section by point counting. Results are given in Table 2. The main clastic minerals are quartz, feldspar, chlorite, biotite, hornblende, fluorite, and opaque phases. Compared to suevite the content of biotite and hornblende is distinctly lower, instead there is much more chlorite, which is believed to be a primary constituent of the basement rocks. Fragmental fluorite or brecciated fluorite aggregates derived from primary dikes in the basement are most typical since they have not been found in the suevite. The proportion of the mineral and lithic constituents listed in Table 2 varies as a function of depth (Fig. 10). With the exception of the sample at ~ 1015 m (which is the only one containing analcite) the content of feldspar, hornblende, and sedimentary rock fragments decrease with depth, whereas the quartz : feldspar ratio is increasing. On the basis of the data of Table 2 and Fig. 10 at least two zones of dike breccias might exist. The upper zone (above 1065 m) has quartz : feldspar ratios similar to the suevite, contains hornblende, fragments of sedimentary rock, relatively much fragmental calcite and a small, but measurable content of diaplectic quartz (quartz with planar deformation structures). In this zone samples above 886 m are free of secondary anhydrite (see below). The lower zone (below 1084 m) is characterized by extremely high quartz : feldspar ratios, lack of hornblende and shocked quartz, and a low content of brecciated crystalline rock fragments. There seems to be some correlation of the mineralogy and the color of the dike. Dikes above about 880 m appear grey to greenish-grey, below 880 m they are grey-brown to red-brown (STETTNER 1974, Fig. 13).

4.2.2. Secondary minerals

In the matrix and in lithic fragments of the dike breccia secondary minerals were found by X-ray and optical analysis. Montmorillonite is present in all breccia samples analyzed so far. Matrix calcite was found in all dike breccias from 602—900 m, but it is absent or subordinate in all deeper dike breccias. Analcite which is ubiquitous in the suevite was found only at 624.35 m and at 1015 m. The dike at 642 m contains a marginal zone of suevite-like breccia with small inclusions of melt products. The central part of the dike is lighter in color and free of such melt inclusions (Fig. 7). Anhydrite appears in the diffractograms of bulk samples below 886 m. Microscopically anhydrite forms aggregates of euhedral prisms within fragments of crystalline rocks preferentially in those which are brecciated and show additional signs of recrystallization of feldspar and quartz. Chlorite which occurs in all samples is probably of clastic origin since it is a major constituent of the metamorphic basement rocks. Corrensite coexisting with fluorite was found by SALGER (this volume). From the microscopic analysis of lithic fragments it seems very probable that secondary feldspar and quartz was formed by recrystallization of crystalline rock fragments. Further investigation is necessary to clarify the question whether these fragments were shock metamorphosed, and which phases were formed during recrystallization. However it seems worthwhile to note that such features are characteristic of the dike breccias and were not observed in the suevite.

5. Discussion and origin of the breccias

The discussion of the data presented in the foregoing chapters will be concerned with the provenance of the fragmental particles and the post-impact hydrothermal autometamorphism of the breccias.

The genesis of the impact formations displayed in the drill core profile will be discussed in the scope of a cratering model for the Ries by a separate paper (STÖFFLER, this volume).

5.1. Provenance of the fragmental particles

The pre-impact stratigraphic profile of the Ries area has been discussed by a number of authors (see mainly BAYER, GEOL. LANDESAMT 1969, and references therein; GALL et al. 1975). SCHMIDT-KALER (1969) summarized the data and reconstructed a profile of the sedimentary rock sequence for the center of the Ries area.

A major problem in the interpretation of the provenance of the polymict impact formation in the Ries is the relatively poor knowledge of the spatial distribution of the great variety of rock types within the pre-impact crystalline basement. Recently, GRAUP (1975) presented an important attempt to reconstruct this situation on the basis of the present distribution of crystalline rocks in the ejecta of the Ries. Consequently, the frequency distribution of the various types of sedimentary and crystalline rocks in the pre-impact target profile can be estimated now with reasonable accuracy. Such data are compared with the quantitative population of rock fragments in the polymict breccias of the drill core in Fig. 14 and 15. In addition, the relative proportions of crystalline rock fragments from the four zones of shock metamorphism are plotted in Fig. 15 for various Ries breccias.

From the frequency distribution of the sedimentary rock fragments (Fig. 14) it appears quite obvious that all polymict impact breccias formed in the crater excavation process deviate from the frequency distribution of sedimentary lithologies in the pre-impact profile. The suevite is most different from this distribution. A very important observation, however, is that the fallback suevite and the dike breccias of the drill core are characterized by a strong deficiency of limestone

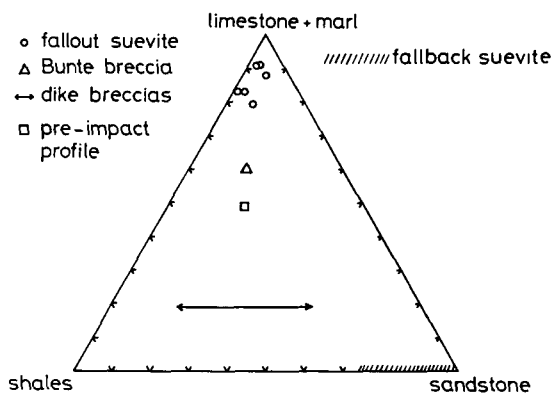


Fig. 14. Proportions of limestone + marl, shale and sandstone in the coarse fragment population of Ries impact breccias and in the pre-impact profile of the sedimentary rock strata.

Relative Anteile von Kalk + Mergel, Tongestein, Sandstein in der grobkörnigen Fraktion verschiedener Ries-Impaktbreccien und im Präimpakt-Profil des sedimentären Deckgebirges.

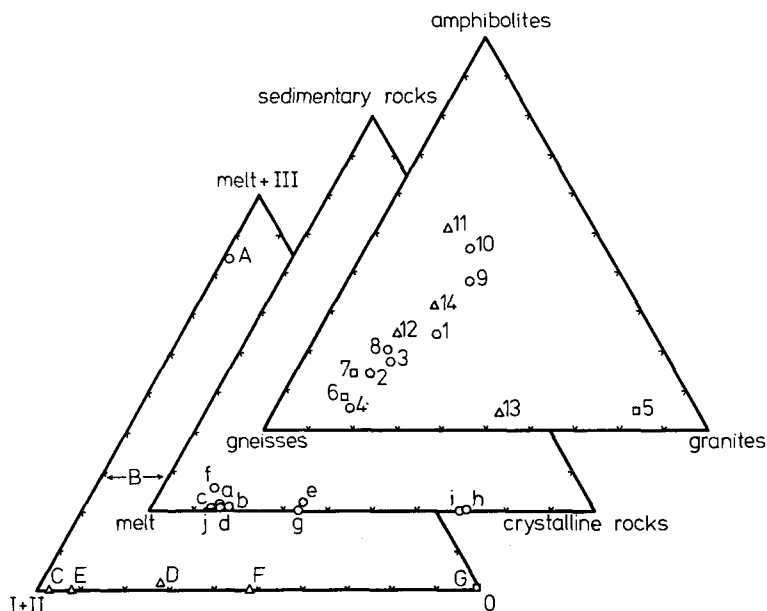


Fig. 15. Compositional plots of the population of coarse particles in various Ries impact formations; right plot: 1 = 5 suevite occurrences outside the crater; only fragments of shock stage 0 and I, 2 = same as 1 but only fragments of shock stage II (own data and data of ENGELHARDT et al. 1969), 3 = average of all fragments of the 5 suevite localities of 1, 4 = suevite of Zipplingen, fragments of the 4—32 mm size class. 5 = large crystalline blocks of the Ries ejecta blanket (data of GRAUP, 1975), 6 = crystalline basement below 602 m of the drill core of Nördlingen 1973, calculated from the core description of BAUBERGER et al., 1974, 7 = same as 6 but including hornblende gneisses within amphibolites, 8 = suevite of the drill core of Nördlingen 1973 (data of Table 1), fragments of the 8—28 mm size class, 9 = suevite of the drill core of Nördlingen 1973 (data of BAUBERGER et al. 1974), fragments of the > 60 mm size class, 10 = same as 9 but including hornblende gneisses within amphibolites, 11, 12, 13, 14 = polymict crystalline breccias of Nördlingen, Maihingen, Appetshofen und Lierheim (data from ABADIAN 1972).

middle plot: a—g = suevites outside the crater (a—f = data of ACKERMANN 1958), a, b = Aufhausen, c = Mauren, d = Aumühle, e = Bollstadt, f = Otting, g = Zipplingen, h = suevite, drill core Nördlingen 1973, i = suevite, drill core of Deiningen (approximate values of FÖRSTNER 1967), j = suevite, drill core of Wörnitzostheim (approximate values of FÖRSTNER 1967).

left plot: A = average of 5 suevite occurrences outside the crater (ENGELHARDT et al. 1969), B = average of suevite of the drill core of Nördlingen 1973 (ratio stage 0 : I : II not exactly known), C, D, E, F = polymict crystalline breccias (see 11, 12, 13, 14), G = large crystalline blocks of the ejecta blanket (GRAUP 1975).

Zusammensetzung der grobkörnigen Fragmente in verschiedenen Impaktformationen des Ries, rechtes Diagramm: 1 = 5 Suevitvorkommen des Riesvorlandes, Fragmente der Stoßwellenstufen 0 und I, 2 = wie 1, jedoch nur Fragmente der Stoßwellenstufe II (1 und 2 = eigene Daten und ENGELHARDT et al. 1969), 3 = Mittel aller Fragmente der 5 Suevite von 1, 4 = Suevite von Zipplingen, Fragmente der Kornklasse 4 bis 32 mm, 5 = mittlere Zusammensetzung der Kristallinschollen der Riesauswurfsdecke (GRAUP 1975), 6 = kristallines Grundgebirge unterhalb 602 m der Bohrung Nördlingen 1973 (berechnet nach der Kernbeschreibung von BAUBERGER et al. 1974), 7 = wie 6, jedoch Hornblendegneise den Amphiboliten zugerechnet, 8 = Suevit der Bohrung Nördlingen 1973 (Daten der Tabelle 1, Fragmente der Kornklasse 8—28 mm), 9 = Suevit der Bohrung Nördlingen 1973 (Fragmente > 60 mm, BAUBERGER et al., 1974), 10 = wie 9, jedoch Hornblendegneise den Amphiboliten zugerechnet, 11, 12, 13, 14 = polymikte Kristallinbreccien von Nördlingen, Maihingen, Appetshofen und Lierheim (ABADIAN 1972).

mittleres Diagramm: a—g = Suevite des Riesvorlandes (a—f = Daten aus ACKERMANN 1958), a, b = Aufhausen, c = Mauren, d = Aumühle, e = Bollstadt, f = Otting, g = Zipplingen, h = Suevit der Bohrung Nördlingen 1973, i = Suevit der Bohrung Deiningen, j = Suevit der Bohrung Wörnitzostheim (i, j = Näherungswerte von FÖRSTNER 1967).

linkes Diagramm: A = Mittel aus 5 Suevitvorkommen des Riesvorlandes (ENGELHARDT et al. 1969), B = Mittel des Suevits der Bohrung Nördlingen 1973 (Verhältnis Stufe 0 : I : II nicht genau bekannt), C, D, E, F = polymikte Kristallinbreccien (siehe 11, 12, 13, 14), G = Kristallinschollen der Riesenauswurfsdecke (GRAUP 1975).

representing the upper quarter of the pre-impact profile, whereas the fallout suevite reveals a distinct excess of these rocks. Also fine-grained Bunte breccia immediately below the suevite has an excess of limestone in its population of sedimentary rocks.

A comparison of the population of crystalline rock fragments in polymict breccias with the frequency distribution of crystalline rocks within the basement rocks of the drill core and the crystalline blocks of the ejecta blanket (GRAUP 1975) leads to the following conclusions (Fig. 15): The population of lithic fragments in the suevite is predominantly derived from the crystalline basement rocks. Their frequency distribution is distinctly different from that one observed in the crystalline rocks of the ejected megablocks (GRAUP 1975), but more similar to the crystalline basement of the drill core. However, there are a number of rock types in the suevite (compare BAUBERGER et al. 1974) which do not occur in the remaining core section. On the other hand, the population of crystalline rocks of lower shock metamorphism is very similar in both fallback and fallout suevite (compare ENGELHARDT et al. 1969). Only the abundance, texture, and mineralogical composition of the melt inclusions is distinctly different in the fallout suevites (see also section 3.1.). The possibility cannot be excluded that part of the melt products, in particular the light, pumice-like inclusions, might be derived from sedimentary rocks (e. g. sandstones). Unfortunately we do not know the primary chemical composition of the melt products in the drill core suevite. The relative proportions of rocks of different stages of shock metamorphism are also not yet measured.

In the light of the above conclusions and of the relatively firm assumption that the upper section of the pre-impact crystalline basement is mainly composed of granites (GRAUP 1975) it must be concluded that the coarse fragmental material of the suevite at the drill hole location was excavated at a level of the crystalline basement which is deeper than its present location and nearer to the point of impact.

Additional information about the provenance of the clastic material of the suevite and the dike breccias can be obtained from the mineral fragment population presented in Fig. 16. It is most conspicuous that the field of the suevite samples does not overlap with the field of crystalline rocks found in surface exposures of the ejecta blanket as analyzed by GRAUP (1975). The field for the dike breccias shows the largest variation. It does overlap partially with both other fields. We must conclude that the mineral fragment population of most suevite and dike breccias samples cannot be explained by shock comminution of a parti-

cular mixture of crystalline basement rocks alone. Most breccias have an excess of quartz which would become even more prominent if one considers a mixture of biotite-plagioclase gneisses, amphibolites, and granites in the proportions in which they occur as coarse fragments in the suevite. Although there is a remote chance that more quartz-rich crystalline rocks unknown as large fragments in the ejecta do occur in the basement, we believe that the high quartz content of the breccias is due to an admixture of quartz from sedimentary rocks especially from Triassic sandstones, the lowest stratigraphic section of the sedimentary rock sequence in the Ries. In part, this effect could also be enhanced by a preferred shock comminution of feldspar compared to quartz. The admixture of quartz is especially high for the dike breccias in the deepest section of the core below 1084 m (Fig. 16 and Table 1). The dike breccias above about 880 m, however, are near to or do fall into the field of crystalline rocks in Fig. 16. This is probably because the admixed sedimentary rock components are derived from higher stratigraphic levels with predominant limestone and shale lithologies, the admixture of which did not affect the quartz : feldspar : mafics proportions of the crystalline basement rocks. In combination with the data discussed in chapter 4.2. this indicates that the dike breccias are derived from a variable combination of source rocks of the complete pre-impact profile. Most remarkable is that the abundance of sedimentary rock components in the dike breccia varies with increasing depth

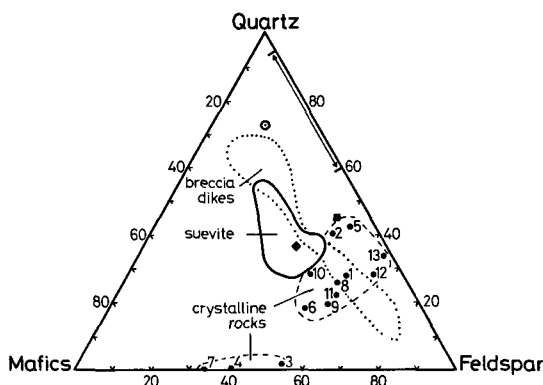


Fig. 16. Relative abundances of quartz, feldspar (alkali feldspar + plagioclase), and mafic mineral fragments (biotite + amphibole + chlorite) in suevites, dike breccias, Bunte breccia, and in various types of crystalline basement rocks of the Ries. 1, 2, 4, 5, 6 = various gneisses, 3 = amphibolite, 7 = hornblende diorite, 8—11 = granodioritic rocks, 12, 13 = granites (data for 1—13 from GRAUP 1975); ⊙ Bunte breccia of Otting; ◆ suevite of Otting; ■ suevite of Zipplingen; arrow = quartz: feldspar ratio of 10 occurrences of Bunte breccia (SCHNEIDER 1971); solid line and dotted line = fields of suevite and dike breccia samples, respectively, drill core Nördlingen 1973 (data of Table 2).

Modalverhältnis von Quarz, Feldspat (Alkalifeldspat + Plagioklas) und mafischen Mineralfragmenten (Biotit + Amphibol + Chlorit) in Sueviten, Gangbreccien, Bunter Breccie und im kristallinen Grundgebirge des Ries; 1, 2, 4, 5, 6 = verschiedene Gneise, 3 = Amphibolit, 7 = Hornblendediorit, 8—11 = granodioritische Gesteine, 12, 13 = Granite (Daten für 1—13 aus GRAUP 1975); ⊙ Bunte Breccie von Otting; ◆ Suevit von Otting; ■ Suevit von Zipplingen; Pfeil = Quarz: Feldspat-Verhältnis von 10 Vorkommen von Bunter Breccie (SCHNEIDER 1971); durchgezogene und punktierte Linie = Zusammensetzung des Suevits bzw. der Gangbreccien der Bohrung Nördlingen 1973 (Daten der Tabelle 2).

according to the normal pre-impact profile of the sedimentary rocks. The content of limestone decreases and the content of quartz (comminuted sandstone) increases with increasing depth. This is in contrast to the impact formations in the ejecta blanket, e. g. in the Bunte breccia, where the modal composition changes with depth according to an inverted pre-impact profile (see SCHNEIDER 1971).

5.2. Thermal autometamorphism of the suevite and dike breccias

The remanent magnetization of the polymict breccia formations of the drill core (POHL 1974, and this volume) and the observed kind of recrystallization of melt inclusions in the suevite clearly indicate that the suevite and to a much smaller degree also the dike breccias kept a certain thermal energy after deposition. An estimate of the post-depositional temperature and the cooling history is available from the magnetic data (POHL, this volume) and from fission track studies (WAGNER, this volume) which give a lower limit for the starting temperature of the suevite at about 600°C. POHL (this volume) calculated a model cooling history for the suevite layer which results in a rather slow cooling to about 200 °C within some 2000 years. The important question is whether this thermal history is consistent with the observed paragenesis of quasi-hydrothermal minerals (section 4.1.2. and 4.2.2.). No metamorphic mineral like laumontite, prehnite, pumpellyite which would indicate very low regional metamorphism, was found in the suevite yet. From the observed zeolite paragenesis — analcite, erionite, clinoptilolite, phillipsite and harmotome — we can only conclude that the temperature may have been well below 200 °C at the time these minerals crystallized. It is probable that the crystallization of montmorillonite and analcite in the melt particles started at considerably higher temperatures since the stability field of analcite extends to at least 400°—500 °C (e. g. ABE et al. 1973). This type of thermal autometamorphism is very similar to the situation observed in volcanoclastic surface deposits like welded tuffs and ignimbrites (e. g. SHEPPARD and GUDE 1968, HÖLLER et al. 1974). The lack of typical metamorphic minerals in the suevite is consistent with the fact that the suevite was not buried over most of its cooling time so that the lithostatic pressure was much too low for the formation of metamorphic minerals. The occurrence of analcite, clinoptilolite, and erionite in the lower section of the post-impact lake sediments (MÜLLER and FÖRSTNER 1976) support the interpretation that these sediments and the upper section of the highly porous suevite formed one unit in which similar pH-Eh-conditions and a similar chemical compositions of the pore solutions occurred. From such strongly alcalic solutions which were highly concentrated in silica, alkali ions and calcium, Ca-bearing zeolites (clinoptilolite, erionite, phillipsite) could crystallize without precipitation of calcite. Only in the melt-poor suevite and in the dike breccias below 525 m matrix calcite was observed. This is consistent with the very low abundance of analcite and the lack of other zeolites in these rocks (Fig. 13).

According to the magnetic data of POHL (1974, and this volume) the post-depositional temperature of the dike breccias was much lower than that of the suevite. Two main petrographic observations may be useful as an indication of elevated temperatures in the dike breccias. Firstly, recrystallization of more or less shocked or otherwise mechanically deformed mineral and rock fragments was frequently found in thin sections. Most obvious is a fine-grained, mosaic-like

recrystallization of feldspar in single fragments or in brecciated rock fragments. The interpretation of these features in terms of the temperature history remains doubtful unless detailed microprobe analyses are available. Secondly, euhedral, lath-shaped anhydrite crystals were formed in highly deformed mineral and rock fragments in dike breccias below about 890 m (Table 2). Most relevant is that the dike breccias below this depth are free of matrix calcite and display a red-brown color (Fig. 13). We interpret this as indication for a high ratio of the concentration of sulfate : carbonate in the pore solutions from which anhydrite was precipitated. Since the solubility of anhydrite decreases steeply with increasing temperature between 25° and 200 °C (ENGELHARDT 1973), a slight increase in temperature is sufficient for the precipitation of anhydrite even at low sulfate concentrations. The low carbonate concentration is consistent with the observed lack of impactoclastic limestone in the anhydrite-bearing dike breccias.

More detailed investigations of the post-impact crystallization history of suevite and dike breccias are currently made and will be published separately.

A c k n o w l e d g e m e n t . We thank Prof. H. VIDAL and his coworkers at the Geological Survey of Bavaria, Munich, for their strong personal engagement and their scientific and technical support to make the Ries deep drilling project a very successful contribution to a better understanding of one of the most basic processes in planetary geology. We are also indebted to F. MÖLLERS, H. KREIKENBAUM, W. ORTJOHANN, and H. RETTMAR for their excellent technical assistance and to Mrs. F. WOLF for typing the manuscript. The valuable help of Prof. R. BLASCHKE, Institut für Medizinische Physik, University of Münster, with the scanning electron microscope analyses is gratefully acknowledged. Thanks are due to the Deutsche Forschungsgemeinschaft (German Science Foundation) for its generous financial support.

6. References

- ABADIAN, M.: Petrographie, Stoßwellenmetamorphose und Entstehung polymikter Kristalliner Breccien im Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **35**, S. 245—262, Berlin-Heidelberg-New York 1972.
- ABE, H. u. AOKI, M.: Synthesis of analcime from volcanic sediments in sodium silicate solution. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **42**, S. 81—92, Berlin-Heidelberg-New York 1973.
- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — *Geol. Jb.*, **75**, S. 135—182, Hannover 1958.
- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 304—326, München 1969.
- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. u. STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (von Meter 263 an bis zur Endteufe im Maßstab 1 : 200). — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- BAYERISCHES GEOLOGISCHES LANDESAMT (Ed): Das Ries. Geologie, Geophysik und Genese eines Kraters. — *Geologica Bavarica*, **61**, München 1969.
- (Ed.): Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, München 1974.
- CHAO, E. C. T.: The Ries Crater, a model for the interpretation of the source areas of lunar breccia samples. — *Lunar Science VII. — Abstracts of papers submitted to the 7th Lunar Science conference*, S. 126—128, Houston 1976.
- ENGELHARDT, W. v.: Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. — *Sediment-Petrologie — Teil III*. Stuttgart (Schweizerbart) 1973.

- Some new results and suggestions on the origin of the Ries basin. — *Fortschr. Mineral.*, **52**, S. 375—384, Stuttgart 1975.
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—296, München 1969.
- ENGELHARDT, W. v. u. GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung, Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- FOLK, R. L. u. WARD, W. C.: Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. — *J. Sediment. Petrol.*, **27**, S. 3—26, Tulsa 1957.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deinigen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 281—307, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- Geochemische Untersuchungen an den Sedimenten des Ries Sees (Forschungsbohrung Nördlingen 1973). — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. STÖFFLER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Geol. Rundschau*, **64**, S. 915—947, Stuttgart 1975.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. POHL, J.: Zum geologischen Bau der Randzone des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Manusk. 1976*. — [in press].
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. — *Diss. Univ. Tübingen* 1975.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Durchführung und erste Befunde*. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HÖLLER, H., WIRSCHING, U. u. FAKHURI, M.: Experimente zur Zeolithbildung durch hydrothermale Umwandlung. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **46**, S. 49—60, Berlin-Heidelberg-New York 1974.
- MÜLLER, G. u. FÖRSTNER, U.: Die lithofazielle Entwicklung des Ries-Sees. — *Kurzfassung, Rieskolloquium in München, Mai 1976*.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne in der Forschungsbohrung, Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 65—74, München 1974.
- Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen aus den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- SALGER, M.: Die Tonminerale der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- SCHMIDT-KALER, H.: Versuch einer Profildarstellung für das Rieszentrum vor der Kraterbildung. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 38—40, München 1969.
- SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen der Bunten Breccie im Nördlinger Ries. — *N. Jb. Mineral. Abh.*, **114** (2), S. 136—180, Stuttgart 1971.
- SHEPPARD, R. A. and GUDE, A. J. 3d.: Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of pleistocene Lake Tecopa, Inyo Country California. — *Geol. Survey Prof. Paper* **597**, S. 1—38, Washington 1968.
- STÄHLE, V. u. OTTEMANN, J.: Ries-Forschungsbohrung 1973: Zeolithisierung der Gläser im Suevit und Petrographie der Beckensuevite und Gangbreccien. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, München 1974.
- STÖFFLER, D.: Ries deep drilling results: implications for the structure of the crater basement and the distribution of excavated masses. — *Meteoritics*, **10**, S. 495—497, Tempe 1975.
- Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structures. — *Geologica Bavarica*, **75** (this volume), München 1977.

STÖFFLER, D., KNÖLL, H.-D., REIMOLD, W.-U. u. SCHULIEN, S.: Grain size statistics, composition and provenance of fragmental particles in some Apollo 14 breccias. — Proc 7th Lunar Science Conference, 1, New York 1976, — [in press].

WAGNER, G. A.: Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte. — Geologica Bavarica, 75 (this vol.), München 1977.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8. 10. 1976.

Table 1

Frequency distribution of crystalline rocks in suevites, in large crystalline blocks of the ejecta blanket, and in the crystalline basement of the drill core of Nördlingen 1973. Figures in vol. %.

Häufigkeitsverteilung der kristallinen Gesteine in Sueviten, in Kristallinschollen der Riesauswurfsdecke und im Kristallin der Bohrung Nördlingen 1973. Zahlen in Vol. %.

	suevite drill core Nördlingen 1973	suevite drill core Nördlingen 1973 ⁴⁾	5 suevites outside the crater ¹⁾ —	crystalline blocks, ejecta blanket GRAUP, 1975) ²⁾	crystalline base- ment, drill core Nördlingen 1973 ³⁾
melt products	28	—	—	—	—
gneisses	45	63	63	13.5	78 (73)
amphibolites	14.5	20	20	4.5	8 (14)
granites and aplitic rocks	12.5	17	17	82	14 (13)
sedimentary rocks	0.2	—	—	—	—

¹⁾ calculated from number frequency data of ENGELHARDT et al. (1969)

²⁾ number frequency data

³⁾ calculated from the core description of BAUBERGER et al. (1974) figures in parentheses = amphibolites include hornblende gneiss

⁴⁾ recalculated from the first column

Table 2

Modal composition of the 1—0.06 mm size fraction of the suevite and dike breccias from the drill core Nördlingen 1973. Figures in vol. % (counting of 1000 points).

Modalzusammensetzung der 1—0.06 mm Kornfraktion von Suevit und Gangbreccien der Bohrung Nördlingen 1973

depth [m]	fragmental minerals										secondary minerals				fragmental rocks			glass (melt products)
	matrix	quartz	diaplectic quartz	plagioclase + orthoclase	biotite	amphibole	chlorite	opaques	fluorite	others	anhydrite	calcite	sedimentary rocks	crystalline rocks	other polycrystalline material			
330.43	65.0	5.5	4.6	6.2	2.1	2.8	—	—	—	—	—	1.3	4.0	—	—	8.1		
336.00	51.1	12.0	6.6	9.0	7.0	2.3	—	—	—	—	—	2.3	5.2	—	—	4.5		
357.71	36.4	10.7	4.6	24.0	11.2	3.1	0.1	—	—	—	0.2	1.3	2.2	—	—	6.5		
374.98	50.1	10.3	3.6	15.4	10.2	1.7	—	—	—	—	0.2	0.2	3.9	—	—	4.5		
383.78	45.2	10.2	4.1	15.3	5.2	2.6	0.7	—	—	—	2.3	0.6	5.6	—	—	8.2		
434.65	24.6	19.2	2.1	13.5	2.3	2.3	4.6	0.3	—	—	0.7	—	13.4	—	—	17.0		
437.75	29.8	15.1	2.3	19.2	4.6	3.0	1.8	—	—	—	0.3	—	6.3	—	—	17.6		
467.77	45.2	6.6	5.5	13.0	8.5	3.5	—	—	—	—	0.3	0.1	7.6	—	—	9.7		
494.62	43.0	7.3	6.3	16.4	2.8	3.3	0.1	—	—	—	0.6	—	13.5	—	—	6.7		
522.66	49.3	8.8	4.6	11.4	3.4	4.1	0.3	0.2	—	—	0.7	—	12.6	—	—	4.6		
538.42	37.1	22.3	1.8	10.7	0.7	1.7	8.0	0.7	—	—	0.5	—	15.6	—	—	0.9		
551.72	51.4	15.6	1.5	7.3	0.2	3.6	3.8	0.8	—	—	0.4	—	14.0	—	—	1.4		
596.38	59.3	8.5	1.0	7.2	0.2	1.8	4.6	0.5	—	—	0.3	0.2	14.9	—	—	1.5		
719.80	65.7	1.9	0.2	17.9	0.2	0.4	1.9	0.3	—	—	0.6	5.1	5.6	—	—	—		
767.03	66.0	3.1	1.0	15.3	0.2	0.4	0.9	—	—	—	0.6	7.6	5.0	—	—	—		
857.32	17.7	13.5	—	18.6	0.7	0.9	4.0	0.8	—	—	—	37.8	19.9	0.9	—	—		
870.60	25.3	19.6	—	17.7	0.7	1.6	4.8	0.7	0.1	—	—	34.3	20.1	0.5	—	—		
886.53	19.0	18.5	0.2	10.2	0.1	1.2	5.2	2.1	1.4	0.2	—	42.1	18.5	0.6	—	—		
1015.00	23.8	12.0	0.7	22.1	0.4	0.8	5.2	2.2	6.0	0.7	—	21.9	25.4	—	—	—		
1065.20	31.3	19.7	0.1	10.2	0.3	0.1	6.3	1.3	0.7	0.1	—	30.6	18.6	8.8	—	—		
1084.50	26.0	19.5	—	2.6	0.5	—	6.9	1.9	1.6	—	—	37.7	6.1	18.9	—	—		
1135.49	29.6	14.9	—	8.2	1.0	—	5.3	1.0	3.1	0.3	—	20.0	12.4	29.3	—	—		
1154.55	28.6	21.9	—	5.2	2.0	—	7.7	0.6	—	0.3	—	32.8	13.2	12.6	—	—		
1168.29	29.5	24.7	—	7.9	0.3	0.1	4.7	0.7	—	0.1	—	28.6	15.2	14.3	—	—		

Ries-Forschungsbohrung 1973: Zeolithisierung der Gläser im Suevit und Petrographie der Beckensuevite und Gangbreccien

VON VOLKER STÄHLE UND JOACHIM OTTEMANN

Mit 10 Abbildungen und 3 Tabellen

Kurzfassung

Die Suevite und Gangbreccien der Bohrung wurden im Durchlicht und Auflicht mikroskopisch untersucht. Fast alle Gläser im Beckensuevit des Kraters sind tonig zersetzt und vollkommen zeolithisiert. Folgende Ergebnisse wurden a) in chemischen und röntgenographischen Analysen der Gläser und Zeolithminerale und b) in petrographischen Untersuchungen erzielt:

- a) Die Relikte von frischen Gläsern im Hochtemperaturesuevit sind in der Zusammensetzung mit den Riesgläsern der Oberflächensuevite identisch. Die Zeolithisierung der Gläser erfolgte nach der Bildung von Montmorillonit in Blasen und Rissen. Häufigste Zeolithminerale sind Analcim, Erionit, Klinoptilolith und Wellsit. Chabasit, Stilbit und Phillipsit wurden röntgenographisch und im Rasterelektronenmikroskop in zersetzten Gläsern entdeckt. Im oberen Teil der Beckensuevite kommen die verschiedenen Alkalizeolithe vor. Bis in 400 m Teufe konnte Erionit röntgenographisch nachgewiesen werden. In der unteren Hälfte des Suevits (435—525 m) dominiert der Analcim. Pseudomorphosen von Analcim nach den Gläsern und analcimierte diaplektische Feldspat- und Plagioklasgläser sind die Produkte hochsaliner Porenwässer. Die diagenetische Bildung des Analcims wird durch sein hohes Si/Al-Verhältnis zwischen 2,3 und 2,8 belegt.
- b) Im Hochtemperaturesuevit wurden Armalcolit, Baddeleyit, Chaoit, geschmolzener Rutil und Magnetit gefunden, die sehr hohe schock-induzierte Bildungstemperaturen im Bereich von 1100 bis 1800 °C anzeigen. Der zeolithisierte Hochtemperaturesuevit in der Tiefe des Kraterbeckens entspricht den Oberflächensueviten in den Erscheinungen der Stoßwellenmetamorphose und in der chemischen Zusammensetzung. Die Beckensuevite der Bohrung enthalten im Durchschnitt weniger stark geschockte Kristallinfragmente und Gläser als die Oberflächensuevite außerhalb des Kristallinen Walls. Der Tieftemperaturesuevit setzt sich aus shatter-cone-führenden kristallinen Blöcken und Zwischenlagen von glasarmer Breccie zusammen. Die unregelmäßigen und planaren Brüche in den Quarz- und Hornblendekristallen der kristallinen Blöcke kennzeichnen eine niedrige Schockbeanspruchung ungefähr im Bereich zwischen 50—150 kb. Die Gangbreccien bestehen aus turbulent vermishtem Material von zertrümmertem Kristallin und Nebengesteinsfragmenten, präerischen Myloniten und Kluffüllungen aus Flußspat, Gangquarz und Calcit.

Summary

Transmitted, reflected light, X-ray, and microprobe studies were carried out on injection dikes in the crystalline basement and suevite fallback breccia. The major part of the glass in the

fallback suevite was found to have decomposed to zeolite and clay minerals. Our studies revealed the following results:

- a) Relics of fresh glasses in the high temperature suevite are chemically identical to Ries glasses in the suevite ejecta blanket. The zeolite alteration of glasses started with growth of montmorillonite along fractures and vesicles. The most abundant zeolites are analcite, erionite, clinoptilolite and wellsite. Chabazite, stilbite and phillipsite were also discovered. They were identified with X-rays and scanning electron microscope in altered glasses. The various alkali-rich zeolites predominantly occur at the top layer of the suevites. Erionite was detected down to the depth of 400 m. Analcite dominates in the lower half of the suevite (438—525 m). Pseudomorphs of analcite after Ries glass, diaplectic quartz glass, and feldspar glass were very probably formed in pore waters of very high salinity. The diagenetic origin of analcite is evidenced by a high Si/Al ratio within the range of 2,3—2,8.
- b) Armalcolite, baddeleyite, chaocite, melted rutile and magnetite were found in the high temperature suevite, indicating high shock-induced temperatures of formation in the range of 1100—1800 °C. In the lower part of the basin the high temperature suevite (which has been severely altered to zeolite minerals) shows similar degree of shock metamorphism as observed in suevite ejecta blanket. The suevites of the crater basin contain to a lesser content strongly shocked crystalline fragments and glasses in contrast to the suevite ejecta blanket outside the crystalline wall. The low temperature suevite consists of crystalline blocks with shatter cones and intermediate layers of breccia poor in glass. The irregular and planar fractures in quartz and hornblendes of crystalline blocks correspond to a lower shock degree approximately in the range of 50—150 kb. The injection dikes are composed of turbulently mixed material of shattered crystalline rocks, fragments of country rocks, pre-Ries mylonites and dikes filled with fluorite, quartz and calcite.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	192
2. Die Beckensuevite	194
2.1. Der Hochtemperatur- und Tieftemperatursuevit	194
3. Die Gangbreccien	198
4. Die Zeolithisierung der Gläser im Beckensuevit	201
4.1. Gesteinsgläser in der Bohrung	201
4.2. Die Zeolithe in den Gläsern	202
4.3. Die Zeolithisierung der Gläser	204
5. Diskussion und Zusammenfassung	207
6. Literatur	210

1. Einleitung

Durch die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 gelang es zum ersten Mal direkt einen tiefen Blick ins Innere des Ries-Kraters zu werfen. Neben der Tiefbohrung Nördlingen 1973, in der der gesamte Suevit und noch 600 m des Kraterbodens erbohrt wurden, gibt es zwei weitere, jedoch flachere Kernbohrungen im Ries. In der Erdölbohrung Deiningen 1953 wurden 320 m tertiäre Seetone und die obersten 20 m der Beckensuevite erbohrt und in der Forschungsbohrung Wörnitzostheim 1965 außerhalb des Kristallinen Walls sind 75 m Suevit und 40 m Bunte Breccie gekernt worden (FÖRSTNER 1967, MOSEBACH 1964, DRESSLER und GRAUP 1974).

Die ersten Befunde der Forschungsbohrung Nördlingen ergaben (s. *Geologica Bavarica* 72), daß die tiefgelegenen Beckensuevite sich im Aufbau, in der Unter-

lage und teilweise auch in der Zusammensetzung von den bekannten Suevitvorkommen unterscheiden. Die Oberflächensuevite außerhalb des Kraters, die aus einer einheitlichen Schicht geringer Mächtigkeit bestehen (max. 23 m in Otting; HÜTTNER 1969), lagern auf Bunter Breccie oder kristallinen Trümmern. Die 270,5 m mächtigen Beckensuevite der Bohrung dagegen, die in ihrem unteren Drittel aus Blöcken des kristallinen Untergrunds mit Zwischenlagen glasarmer Breccie bestehen (Abb. 1; BAUBERGER et al. 1974), liegen direkt auf einer komprimierten Zone des Grundgebirges mit kleinen Metalladern in Mikrobrüchen von Mineralen (CHAO und EL GORESY 1976, EL GORESY und CHAO, ds. Band). Der glasarme Tieftemperatursuevit in der Teufe 525—602 m und die feinkörnigen Gangbreccien, die das kristalline Grundgebirge scharenweise durchadern (Abb. 1), scheinen auf die tieferen Stockwerke einer Kraterstruktur beschränkt zu sein. Zum ersten Mal

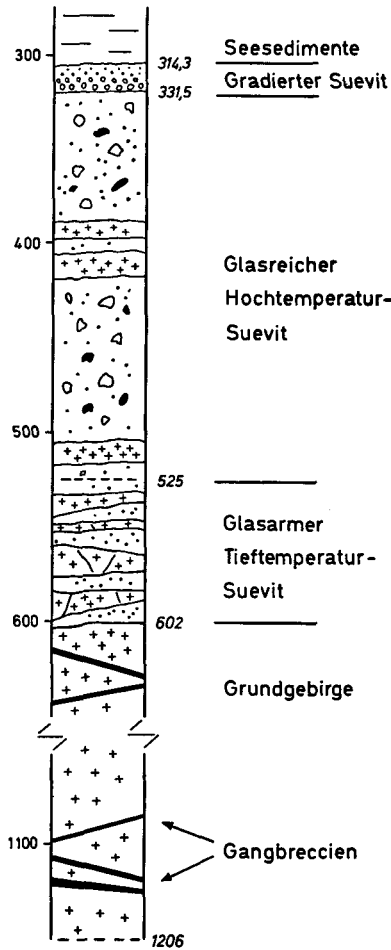


Abb. 1. Schematisches Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (Beckensuevite und Grundgebirge).

Schematic profile of the Ries Research drill core 1973 (suevites of the basin and basement crystalline rocks).

konnten diese Gesteinsbreccien der Tiefe petrographisch untersucht werden, die an keiner Stelle der Oberfläche des mit Sedimenten stark zugefüllten Kraters zu finden sind.

Als höchst beanspruchtes Kratermaterial galt unsere besondere Aufmerksamkeit den Gläsern, die teilweise unübersehbar als tonig zersetzte, erdige Einschlüsse im Suevit des Bohrkerns stecken und gegenüber den Glasfladen der Oberflächen-suevite äußerlich ein anderes Aussehen haben (HÖRZ 1965, STÄHLE 1972).

Die Beckensuevite und die Gangbreccien sind auf der Grundlage von 250 — teils polierten — Dünnschliffen mikroskopisch untersucht worden. Von verschiedenen Zeolithmineralen, Glasrelikten und der Grundmasse der Breccien (Fraktion < 1 cm) wurden röntgenographische, naßchemische und Mikrosonden-Analysen durchgeführt.

2. Die Beckensuevite

2.1. Der Hochtemperatur- und Tieftemperatursuevit

Über dem Hochtemperatursuevit liegt eine gradierte suevitisches Schicht, die bei BAUBERGER et al. 1974 und STETTNER 1974 wegen der Kornsortierung „Klassierte Ries-Breccie“ benannt wird. Auf diese 17,2 m mächtige Schicht aus umgelagertem Suevit (Abb. 1) folgen im Hangenden Zyklen von siltigen und feinkiesigen Sandsteinen als basale Folge der Kratersedimente (JANKOWSKI, dieser Band). In den zersetzten, teils montmorillonitisierten Gläsern und den Zwickelhohlräumen der Grundmasse befindet sich eine Vielfalt von Alkalizeolithen. Verschiedentlich kleiden kleine Rhomboeder eines eisenhaltigen Dolomits mit der Zusammensetzung 60,5 % CaCO_3 , 33,4 % MgCO_3 und 6,1 % FeCO_3 (Gew. %) diese großen Hohlräume zwischen den Gesteinsbruchstücken aus. Dieser Dolomit ist diagenetisch vor der Zeolithbildung entstanden. In der Teufe 323 m treten häufiger diaplektische Quarzgläser auf. Im gradierten Suevit sind hier nur noch kleine Glas-, Gesteins- und Mineralbruchstücke ($< 0,2$ cm) vorhanden.

Der Hochtemperatursuevit (331,5—525 m) aus unsortierten Mineral- und Gesteinstrümmern, unterschiedlich stark geschockten Fragmenten und Schmelzprodukten bildet im Krater eine fast 200 m mächtige Gesteinsschicht, die durch Einschaltungen von brecciierten Biotit- und Hornblendeflasergneisen (390—435 m) etwa halbiert wird (Abb. 1).

Gegenüber den glasreichen Oberflächensuevit mit den bekannten Glasfladen (z. B. in Otting) enthalten die Beckensuevite in der Bohrung sichtbar mehr Grundgebirgsfragmente und weniger größere Glaspartikel. Nach der petrographischen Profildarstellung (BAUBERGER et al. 1974) liegt der Anteil an kristallinen Grobkomponenten (> 2 mm) im Hochtemperatursuevit durchschnittlich zwischen 40 und 50 Vol.-%. Sehr hohe Kristallgehalte um 70 % kommen zwischen den Teufen 360 und 390 m vor. Bei den Gesteinsfragmenten überwiegen die Gneise, während im Tieftemperatursuevit amphibolitische und granitische Gesteine vorherrschen. Unter den metamorphen Gesteinen im Hochtemperatursuevit befinden sich Biotit-Plagioklas-Gneise, Hornblende-führende Mischgneise, Granat-Biotit-Plagioklas-Gneise, pinitisierte Granat-Cordierit-Gneise und Amphibolite. Sillimanit-

führende Gneise, die vorwiegend in den Auswurfbreccien des nordwestlichen Ries-Kraters vorkommen (DRESSLER et al. 1969, GRAUP 1975), sind im Suevit der Bohrung selten.

Außer den häufigen Fragmenten metamorpher Gesteine kommen in der Bohrung granitische und dioritische Gesteinstypen vor, die Titanit und Orthit führen. Im Bereich einer starken Anomalie der Gamma-Strahlung unterhalb der 500 m Teufe (ERNSTSON und POHL 1974) wurden granitische und granodioritische Gesteine angetroffen, die Orthit enthalten. Die gefundenen Konzentrationen radioaktiver Elemente von 2,47 % ThO_2 und 0,05 % UO_2 in den Allaniten (Abb. 8 A) tragen zur γ -Emission dieser Gesteine bei.

Eine genaue Verteilung der einzelnen Gesteinstypen im Korngrößenbereich zwischen 7,7—27,7 mm haben STÖFFLER et al. (dieser Band) im Suevit und in den Gangbreccien durch makroskopische Schnittbildanalysen bestimmt. Nach BAUBERGER et al. 1974 sind in der Grobfraktion relativ wenig Gläser vorhanden und echte „Flädle“ scheinen im Suevit der Bohrung nicht vorzukommen. Grundgebirgsfragmente mit Glaskrusten sind in den untersuchten Proben in verschiedenen Teufen beobachtet worden. Eine wesentliche Fraktion des Glases in der Bohrung kommt in 0,1 bis mm-großen Fragmenten in der Grundmasse des Suevits vor (s. STÖFFLER et al., dieser Band). Innerhalb des Profils im Hochtemperaturesuevit nehmen die Glasgehalte mit zunehmender Teufe ab und im unteren Drittel sind, schon makroskopisch sichtbar, deutlich weniger Glasfragmente vorhanden. Frische Gläser sind im Suevit der Bohrung äußerst selten und nur reliktsch erhalten geblieben. Meistens sind die Gläser montmorillonitisiert und gelöst oder zeolithisiert worden.

Die starke Zeolithisierung bewirkte, daß viele Spuren des Impakts in den fragmentären Bestandteilen des Hochtemperaturesuevits verwischt wurden. In stark geschockten Einschlüssen sind die diaplektischen Feldspatgläser vorwiegend durch Zeolithe ersetzt worden, während die Quarzgläser entweder analcimiert oder entglast sein können. Dabei treten girlandenförmige Entglasungsstrukturen in den Quarzgläsern auf, die in kanadischen Kratern ebenfalls beobachtet wurden (DRESSLER 1970). Stärker geschockte Kristallinfragmente kommen mehr in der oberen Hälfte des Suevits vor.

Anzeichen sehr hoher schock-induzierter Temperaturen sind in den rasch abgekühlten Riesgläsern der Oberflächensuevite konserviert worden (EL GORESY 1968a, CHAO 1968, STÄHLE 1972). Auch in den zu Analcimpseudomorphosen umgewandelten Gläsern der Bohrung sind diese Hochtemperaturreaktionen der eingeschlossenen Minerale nachzuweisen. Entdeckt wurden: die Reaktionen von Ilmenit und Rutil mit der Glasschmelze zu Armalcolit, die Umwandlung von Graphit in Chaoit, der Zerfall von Zirkon in Baddeleyit und die Schmelzung von Rutil und Magnetit. Diese Mineraltransformationen setzen sehr hohe Temperaturen im Bereich zwischen 1100—1800° C voraus (EL GORESY 1968 a, b). In der Auflicht- und Röntgen-Rasteraufnahme (Abb. 9 E) zeigt ein im Schmelzen begriffenes Rutilkorn einen Kranz neugebildeter Armalcolitkristalle. Im angrenzenden Glas haben sich ebenfalls idiomorphe Armalcolite gebildet, die noch unverdaute Reste von Rutil enthalten. Die Röntgen-Rasteraufnahmen geben die chemische Zusammensetzung dieser reduzierten Fe-Mg-Ti-Oxide wieder, die zuvor in Suevitgläsern aus

Oberflächenvorkommen gefunden wurden (STÄHLE 1975, EL GORESY und CHAO 1976). Die Armalcolite und das Rutilkorn sind in Analcim eingeschlossen, der das Gesteinsglas im Suevit der Bohrung (Teufe 460 m) pseudomorph verdrängt hat (Abb. 9 E).

Gegenüber dem glasreichen Hochtemperaturesuevit enthält der Tieftemperaturesuevit (525—602 m) einen weit geringeren Anteil an Gesteinsgläsern (Abb. 1). Im Bohrkern tritt diese starke Abnahme des Glasgehalts an einer scharfen Grenze bei 525 m Teufe ein. Entsprechend unvermittelt nimmt der Gehalt des Analcims an dieser Grenze ab, da sein Vorkommen in der unteren Hälfte des Hochtemperaturesuevits eng mit den Gläsern verknüpft ist (Abb. 6). Der starke Abfall des remanenten Magnetismus an dieser Grenze (POHL 1974) verdeutlicht den Übergang vom Hochtemperaturesuevit zum kühleren Tieftemperaturesuevit. An dieser makroskopisch sichtbaren Grenze tritt auch ein lithologischer Wechsel ein, der durch den höheren Anteil an amphibolitischen Fragmenten im Tieftemperaturesuevit verursacht wird. In den Korngrößenanalysen wird diese Trennungslinie zwischen dem Hochtemperatur- und Tieftemperaturesuevit durch die Änderung in

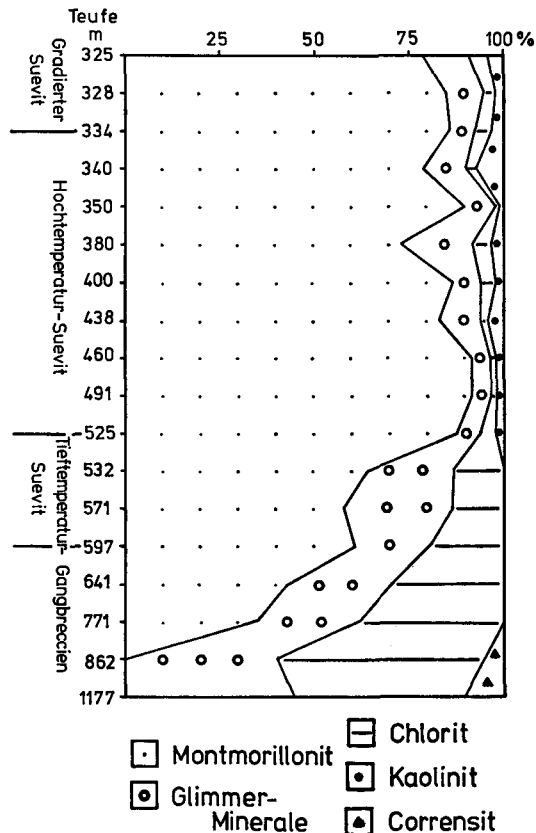


Abb. 2. Zusammensetzung der Tonfraktion (< 2 µm) von Proben zwischen den Teufen 325—1177 m.

Composition of the clay fraction (< 2 µm) from samples between the core depths of 325—1177 m.

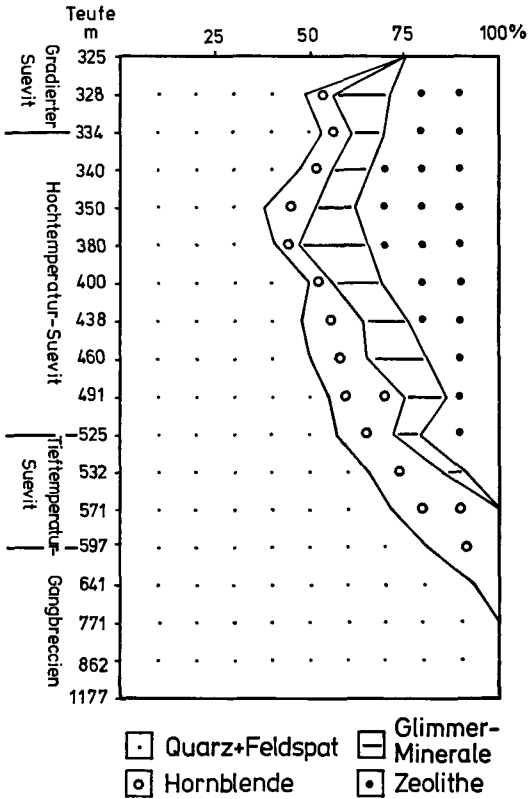


Abb. 3. Zusammensetzung der Siltfraktion (2—63 μm) von Proben zwischen den Teufen 325—1177 m.

Composition of the silt fraction (2—63 μm) between the core depths of 325—1177 m.

den Mineralgehalten sowohl in der Tonfraktion (< 2 μm) als auch in der Siltfraktion (2—63 μm) deutlich sichtbar. Im Tieftemperatursuevit verschwindet der Kaolinit in der Tonfraktion und die Montmorillonitgehalte nehmen ab, während die Glimmerminerale und die Chloritgehalte zunehmen (Abb. 2). Das Diagramm der Siltfraktion (Abb. 3) zeigt im Tieftemperatursuevit eine Zunahme von Quarz, Feldspat und Hornblende und eine starke Abnahme der Zeolithgehalte im Vergleich zum Hochtemperatursuevit. Diese unterschiedliche Verteilung der gesteinsbildenden Minerale, Ton- und Zeolithminerale, beruht hauptsächlich auf den deutlich höheren Glasgehalten im Hochtemperatursuevit und dem Hornblende-reichen Gesteinsmaterial des Tieftemperatursuevits.

Die Einschaltungen von feinkörniger Breccie zwischen den Blöcken aus Amphiboliten, Hornblendegneisen und Graniten (BAUBERGER et al. 1974) enthalten sporadisch und nach unten abnehmend kleine Glasfragmente. Sichtbar sind nur noch die Hohlräume der zersetzten Gläser. Das Breccienmaterial (Kornfraktion < 1 cm) des Hochtemperatur- und Tieftemperatursuevits hat die gleiche chemische Zusammensetzung (Tab. 1). Wahrscheinlich ist beim Vorgang der Rückfederung

das relativ kalte, glasarme suevitische Material zwischen die sich nach oben bewegenden kristallinen Blöcke geraten.

Viele der großen Blöcke zeigen shatter-cone- oder harnischartige Bruchflächen (Abb. 8 E), die gehäuft in der komprimierten Zone im Grundgebirge unterhalb 602 m vorkommen (HÜTTNER 1976; EL GORESY und CHAO, ds. Band; CHAO und EL GORESY, ds. Band). Zum Teil sind die Blöcke auch bis aufs Mineralkorn stark kataklastisch zerbrochen (Abb. 8 D). Die unregelmäßigen Brüche in den Mineralien und die planaren Deformationsstrukturen in Quarz, Feldspat, Hornblende (Abb. 8 F), Ilmenit, Pyrit und Hämatit können durch Mindestdrucke von ~ 50 bis 150 kbar erzeugt werden.

3. Die Gangbreccien

Ab der Teufe 602 m wird das Grundgebirge unter dem Ries-Krater von Scharen cm- bis dm-mächtiger Gangbreccien durchzogen (Abb. 1). Im Unterschied zu den Sueviten setzen sich die Gangbreccien aus feinkörnigerem Material zusammen (Abb. 4). Darin vermengt sind zahlreiche, meist kleinere Bruchstücke des Nebengesteins. Die eckigen, teils auch gerundeten Komponenten des Mineralbruchs bestehen hauptsächlich aus Quarz und Feldspat (Abb. 3). Weniger häufig, und in den tiefgelegenen Gangbreccien akzessorisch, treten Hornblende und Biotit auf, der meistens chloritisiert ist. Vereinzelt kommen Körner von Granat, Epidot, Titanit, Apatit und Pyroxen vor. Die Opakminerale sind Hämatit, Magnetit, Pyrit und Kupferkies. Alle Mineralsplitter sind in einer graugrünen bis rotbraunen tonmineralischen Matrix eingebettet, worauf wahrscheinlich die unterschiedliche Färbung der Gangbreccien beruht. In einigen Gangbreccien sind die Längsachsen der Mineralsplitter parallel zueinander angeordnet, wodurch eine Strömungsrichtung erkennbar wird. Vermischt mit dem aus höheren Teufen stammenden Kristallinmaterial kommt in den Gangbreccien das Füllmaterial präriesischer Gänge, Klüfte und Spalten vor. In allen untersuchten Gangbreccien wurden Bruchstücke von Flußspäten, Gangquarzen und Calcitkristallen gefunden.

In der petrographischen Zusammensetzung zeigen die Gangbreccien zu höheren Teufen hin gewisse Veränderungen, woraus sich Schlüsse über Bildungsbedingungen ziehen lassen (Abb. 2 und 3).

Die oberen Gangbreccien (639—660 m) in Amphiboliten und hornblendeführenden Gneisen enthalten wie der Tieftemperaturesuevit häufig Hornblenden mit planaren Brüchen, Magnetit mit Hämatiträndern und Pyritkörner mit ebenen Brüchen. Einige von Montmorillonit umgebenen Analcimkristalle haben sich möglicherweise an Stellen von zersetzten Gläsern gebildet. Anzeichen von dynamischen Drucken finden sich in wenigen Quarzbruchstücken mit planaren Elementen, in Biotiten mit Knickbändern und seltener in Plagioklasen mit isotropisierten Lamellen.

Bruchstücke von Fluorit und Calcit kommen ebenfalls in den oberen Gangbreccien vor. Immer enthalten die Gangbreccien auch Einschlüsse eines weiteren Breccientyps mit einer rotbraunen bis schwarzbraunen Tonmatrix. Die Korngrößen der eckigen Quarz- und Feldspatsplitter darin sind im Durchschnitt deut-

lich kleiner als die Mineralfragmente der Gangbreccien. Möglicherweise stammt dieses Material aus mit Kluffletten gefüllten Ruschelzonen und Myloniten des Grundgebirges. Seltener treten Mylonitbruchstücke mit epidotierter Matrix zwischen den Mineralkörnern auf.

Die tiefer liegenden, graugrün gefärbten Gangbreccien (737 m, 770 m) enthalten weniger Hornblendebruchstücke (Abb. 3) und Erzminerale. Die Nebengesteine sind Flasergneise, Granite und Ultrabasite, die als kataklastisch zerbrochene Bruchstücke auch in den Gangbreccien vorkommen.

Die sehr feinkörnigen Gangbreccien der Teufe 861 m und 870 m enthalten im Mineralbruch eingeregelt kleine Flasergneisbruchstücke, die möglicherweise vom anstehenden Nebengestein losgerissen wurden. Fragmente größerer Calcitkristalle aus Klüften zeigen unterschiedlich orientierte Scharen von teilweise verbogenen Druckzwillingen als Anzeichen einer schwachen Schockbeanspruchung (Abb. 8 C). In der Tonfraktion wurde in dieser Teufe röntgenographisch Corrensit gefunden (Abb. 2).

Von allen untersuchten Gangbreccien weicht die rötlich gefärbte Probe der Teufe 952 m am stärksten ab. Die Gesteins- und Mineralfragmente sind hier im Durchschnitt größer. Neben einigen Flasergneisbruchstücken des Nebengesteins enthält diese Gangbreccie einen besonders hohen Anteil an Material aus Kluffüllungen. Viele größere Fragmente von Flußspat, Gangquarzen mit Pyramidenflächen und Calcitkristallen sind vorhanden. Häufig sind Verwachsungen von

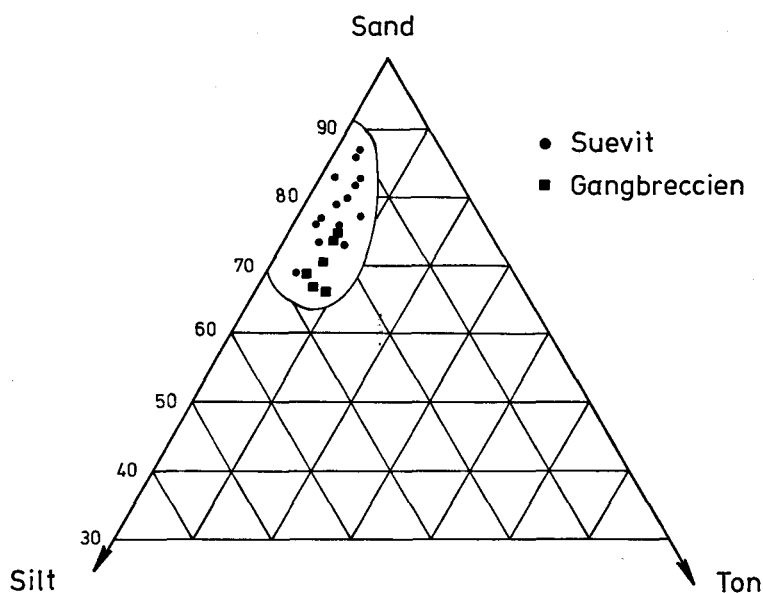


Abb. 4. Korngrößenverhältnisse der Fraktionen — Ton ($< 2 \mu\text{m}$) : Silt ($2-63 \mu\text{m}$) : Sand ($63 \mu\text{m} - 2 \text{mm}$) — in Proben aus den Sueviten und Gangbreccien der Bohrung.

Ratios of clay ($< 2 \mu\text{m}$), silt ($2 - 63 \mu\text{m}$) to sand ($63 \mu\text{m} - 2 \text{mm}$) grain size fraction in samples from the suevites and injection dikes of the drillcore.

Tabelle 1

Chemische Zusammensetzung verschiedener Suevite und Gangbreccien aus dem Ries
(Kornfraktion < 1 cm)Chemical composition of various suevites and injection dikes from the Ries
(grain sizes < 1 cm)

Teufe	Suevite der Bohrung														H ₂ O—	H ₂ O+	CO ₂	S	P ₂ O ₅	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O—	Summe
	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	S	CO ₂	H ₂ O—											
330.0	55.33	13.38	1.09	2.52	2.38	0.11	1.85	5.95	3.35	2.63	0.23	1.76	0.46	7.08	1.40	0.46	7.08	1.40	0.46	7.08	1.40	0.46	7.08	1.40	99.52
333.9	58.60	13.90	0.83	3.03	2.22	0.07	2.75	3.47	3.41	2.59	0.19	0.54	1.02	4.86	2.00	1.02	4.86	2.00	1.02	4.86	2.00	1.02	4.86	2.00	99.48
337.1	55.91	13.48	0.87	2.94	2.25	0.11	2.45	4.46	3.26	2.91	0.25	0.48	1.83	6.64	1.66	1.83	6.64	1.66	1.83	6.64	1.66	1.83	6.64	1.66	99.50
360.4	56.97	14.23	0.89	4.03	2.05	0.08	2.55	3.85	4.21	2.84	0.25	0.61	0.50	5.14	2.00	0.50	5.14	2.00	0.50	5.14	2.00	0.50	5.14	2.00	100.20
380.0	56.81	14.21	0.93	2.70	2.66	0.09	2.50	3.83	4.41	3.00	0.27	1.24	1.42	4.36	1.52	1.42	4.36	1.52	1.42	4.36	1.52	1.42	4.36	1.52	99.95
400.0	59.31	14.97	0.58	2.40	2.66	0.08	2.10	3.85	4.52	3.23	0.31	0.71	0.60	3.08	0.82	0.60	3.08	0.82	0.60	3.08	0.82	0.60	3.08	0.82	99.62
438.0	57.41	14.66	1.00	2.68	2.95	0.09	2.97	4.52	4.67	2.31	0.35	0.42	1.35	3.24	1.60	1.35	3.24	1.60	1.35	3.24	1.60	1.35	3.24	1.60	100.22
445.0	59.19	14.45	0.96	1.99	2.25	0.11	3.08	5.58	3.85	3.14	0.31	0.42	1.15	2.22	1.02	1.15	2.22	1.02	1.15	2.22	1.02	1.15	2.22	1.02	99.72
491.0	59.68	14.90	0.92	2.74	2.75	0.11	2.35	3.50	4.11	2.88	0.32	0.32	1.41	2.66	0.66	1.41	2.66	0.66	1.41	2.66	0.66	1.41	2.66	0.66	99.31
524.8	56.28	14.37	0.92	2.62	3.44	0.15	3.25	4.51	4.25	1.89	0.28	0.37	1.54	4.66	0.84	1.54	4.66	0.84	1.54	4.66	0.84	1.54	4.66	0.84	99.37
528.2	58.93	14.83	0.79	2.66	3.35	0.14	2.50	4.58	3.77	1.70	0.23	0.33	1.89	2.94	0.36	1.89	2.94	0.36	1.89	2.94	0.36	1.89	2.94	0.36	99.00
531.4	59.72	15.65	0.89	2.20	3.08	0.11	2.50	3.36	3.89	2.92	0.29	0.35	0.26	2.62	0.66	0.26	2.62	0.66	0.26	2.62	0.66	0.26	2.62	0.66	98.50
597.0	58.72	14.13	0.86	2.75	3.52	0.13	3.10	5.50	3.26	1.85	0.26	0.48	1.34	2.68	0.66	1.34	2.68	0.66	1.34	2.68	0.66	1.34	2.68	0.66	99.24
Gangbreccien																									
640.7	61.62	9.80	0.40	4.63	3.63	0.10	3.03	5.60	3.50	3.08	0.35	0.21	—	4.12	—	—	4.12	—	—	4.12	—	—	4.12	—	100.07
737.1	62.63	10.06	0.33	4.29	3.28	0.10	2.70	4.87	3.62	3.24	0.33	0.28	—	3.82	—	—	3.82	—	—	3.82	—	—	3.82	—	99.55
861.5	62.25	9.10	0.44	4.05	3.83	0.10	2.65	5.04	3.64	3.28	0.30	0.07	—	4.35	—	—	4.35	—	—	4.35	—	—	4.35	—	99.10
952.5	64.75	6.08	0.20	1.80	1.92	0.06	1.35	10.50	2.16	2.31	0.21	1.78	—	5.90	—	—	5.90	—	—	5.90	—	—	5.90	—	99.02
1153.9	67.75	8.28	0.07	2.50	3.34	0.10	3.35	7.28	2.74	3.06	0.32	1.11	—	4.82	—	—	4.82	—	—	4.82	—	—	4.82	—	99.72
Oberflächen-Suevite																									
Orting	59.64	15.48	0.94	4.16	1.35	0.06	1.70	2.87	0.84	1.90	0.22	0.40	0.50	5.08	4.04	0.50	5.08	4.04	0.50	5.08	4.04	0.50	5.08	4.04	99.18
Zippingen	61.94	14.70	0.78	3.18	1.63	0.08	1.95	2.70	1.68	2.58	0.20	0.43	0.50	4.14	2.44	0.50	4.14	2.44	0.50	4.14	2.44	0.50	4.14	2.44	98.93
Amerdingen	59.79	13.90	0.77	3.19	0.96	0.08	1.85	4.06	0.85	2.00	0.18	0.57	1.93	6.20	2.08	1.93	6.20	2.08	1.93	6.20	2.08	1.93	6.20	2.08	98.41
Aufhausen	62.94	13.21	0.90	3.07	0.73	0.22	1.18	3.12	1.40	3.52	0.41	0.92	1.48	4.16	1.78	1.48	4.16	1.78	1.48	4.16	1.78	1.48	4.16	1.78	99.04

Flußspat und Quarz oder Calcit und von Gangquarz mit Hämatit. Dieser hohe Quarzanteil drückt sich im höchsten SiO_2 -Gehalt unter den analysierten Gangbreccien aus (Tab. 1).

In dieser flußspatreichen Breccie und in den tiefer liegenden Gangbreccien haben sich würfelige Anhydritkristalle neu gebildet. Zusammen mit Anhydrit, der teils in Pseudomorphosen nach Gips auftritt, kommt in den Hohlräumen der Grundmasse dieser Teufe Analcim vor. Seine chemische Zusammensetzung entspricht den Analcimen im Suevit (Si/Al-Verhältnis 2,4). Diese authigenen Analcimkristalle können auch kleine Einschlüsse von Anhydrit enthalten (Abb. 8 B).

Die vielen Adern von Gangbreccien in der unteren stark mylonitisierten Schwächezone des Grundgebirges (1150—1187 m; s. Profil bei BAUBERGER et al. 1974). enthalten viel Nebengesteinsmaterial. Granitisch bis pegmatitische Gesteinstrümmer sind mit dem Material der Gangbreccien innig verflatscht.

4. Die Zeolithisierung der Gläser im Beckensuevit

4.1. Die Gesteinsgläser in der Bohrung

Im oberen Teil des Hochtemperaturesuevits stecken cm- bis faustgroße Glaseinschlüsse. Diese erdig zersetzten schwärzlich-grünen Gebilde in der Grundmasse des Suevits sind voller Zeolithminerale. Als Beginn der Zersetzung der instabilen Gläser haben sich Tonminerale, vorzugsweise Montmorillonit, entlang von Blasen und Rissen gebildet. Der fortschreitende Zersetzungsprozeß hatte meistens die vollständige Lösung der Glassubstanz im Beckensuevit zur Folge. Dadurch wurden viele Hohlräume gebildet und die Porosität im Suevit vergrößert. Das primär entstandene Hüllgewebe des Montmorillonits ist dabei in den zersetzten Gläsern erhalten geblieben. Entweder leer oder mit Zeolithmineralen gefüllt, hat es die ursprüngliche Form der Gläser bewahrt. Durch die montmorillonitische Fixierung des Glasgefüges sind im Suevit der Bohrung zwei verschiedene Glastypen unterscheidbar: a) kleine, blasenreiche oder schaumige Gläser und b) größere, blasenarme und kompakte Gläser.

Die Zusammensetzung der Tonfraktion (Abb. 2) zeigt die Verknüpfung von Montmorillonit und Glasgehalt. Vom glasreichen Hochtemperaturesuevit zum glasarmen Tieftemperaturesuevit nimmt der Gehalt des Montmorillonits von rund 90 % entsprechend um ein Drittel ab.

In der oberen Hälfte des Hochtemperaturesuevits enthielten die untersuchten Proben des Bohrkerns nur zersetzte Gesteinsgläser. Im Beckensuevit der Bohrung Deiningen kommen ebenfalls stark zersetzte Gläser vor (FÖRSTNER 1967). Als Ausnahme wurde unterhalb der Hornblendegneisbreccie (435 m) in einem porösen Teil des Suevits das Relikt eines frischen Glases entdeckt. Dieses farblose relik-tische Glas befindet sich innerhalb eines spherulitisch entglasten Gesteinsglases (Abb. 10 D). Die chemische Zusammensetzung (Tab. 2) stimmt mit den Gläsern aus Oberflächensueviten überein (v. ENGELHARDT 1967, STÄHLE 1972). Der etwas niedriger liegende Wert von 61,65 % SiO_2 im Glas des Beckensuevits wird durch den

höheren Wassergehalt bewirkt. Zusätzlich wurde noch ein BaO-Gehalt von 0,1 % in diesem Glasrelikt bestimmt. Möglicherweise sind durch die schwach doppelbrechende, spherulitische Entglasung die Glasreste vor den lösenden, wässrigen Agenzien geschützt worden. Die gerundeten Entglasungsbereiche, in denen Natrium gegenüber dem Gesteinsglas angereichert aber Eisen und Magnesium abgereichert sind, werden in der mikroskopischen Aufnahme durch die höhere Lichtbrechung im Vergleich zum farblosen Glas sichtbar (Abb. 10 D).

Tabelle 2

Chemische Zusammensetzung der Riesgläser
Chemical composition of Ries glasses

Glasrelikt aus Teufe 438 m (FBN 73) (Beckensuevit)		Durchschnitt von 88 Gläsern aus 10 Suevitvorkommen (STÄHLE 1972) (Oberflächensuevit)
SiO ₂	61,65	64,03
Al ₂ O ₃	15,31	15,25
FeO*	3,94	5,22
TiO ₂	0,74	0,79
MgO	2,86	3,04
MnO	—	0,08
P ₂ O ₅	—	0,20
CaO	4,04	3,96
K ₂ O	3,63	4,01
Na ₂ O	3,78	3,02
BaO	0,10	—
Summe	96,05	99,60
H ₂ O	3,95	0,40
	100,00	100,00

* Gesamteisen als FeO

4.2. Die Zeolithe in den Gläsern

Die häufigsten Zeolithe: Erionit, Klinoptilolith, Wellsit und Analcim, haben sich in zersetzten Gläsern und in den Hohlräumen der suevitischen Grundmasse gebildet. Im obersten Abschnitt der Beckensuevite können sie auch zusammen vorkommen (Abb. 9 B). In den tonig zersetzten Gläsern wurden röntgenographisch und im Rasterelektronenmikroskop Chabasit, Stilbit und Phillipsit entdeckt. Die reichhaltigen Zeolithminerale im gradierten Suevit und in den obersten Metern des Hochtemperaturesuevits gehören zur Familie der Alkalizeolithe. Die ausgewählten Analysen in Tabelle 3 zeigen, daß diese Zeolithe hohe Alkali- und nur geringe Calciumoxidgehalte aufweisen.

Zusammen mit den Zeolithmineralen kommen, vorzugsweise in tonig zersetzten Gläsern und stark geschockten Gesteinsfragmenten, „Gel-artige“ Substanzen vor. Diese isotropen Substanzen mit Schrumpfrissen (Abb. 10 C) sind wahrscheinlich röntgenamorph. In der chemischen Zusammensetzung sind diese entwässerten Substanzen durch den enorm hohen Kaliumoxidgehalt von 18 % gekennzeichnet. Niedrig dagegen sind die Werte des Natriums und des Calciums mit 1,62 % Na_2O bzw. 0,71 % CaO (Tab. 3).

Chabasit, Stilbit und Phillipsit wurden röntgenographisch in größeren tonig zersetzten Gläsern entdeckt. In den Hohlräumen dieser Gläser befindet sich xenomorpher Chabasit. Aus geochemischen Gründen wäre ein kaliumhaltiger Herschelit (MASON 1962) zu erwarten, der die gleiche Struktur des Chabasits besitzt. Die kugeligen Aggregate in der Aufnahme des Rasterelektronenmikroskops (Abb. 9 B) haben den Habitus von verzwilligten Phillipsitkristallen.

Der Analcim ist der häufigste und vorherrschende Zeolith im Suevit der Bohrung. Analysiert wurden fast reine Natrium-Aluminium-Silikate mit ganz geringen Gehalten an CaO und K_2O . Eisen ist darin nur in Spuren vorhanden (Tab. 3).

4.3. Die Zeolithisierung der Gläser

Die Zeolithmineralisierung ändert sich in den Beckensueviten nach Art und Intensität mit der Teufe.

Im obersten suevitischen Bereich befinden sich in den vollständig gelösten Gläsern häufig kleine Erionitnadelchen und leistenförmige Klinoptilolithkristalle (Abb. 10 B). Die kleineren Glasbruchstücke können als zeolithische Füllmasse verfilzte Erionitkriställchen enthalten (Abb. 10 A). Der Wellsit mit blättrigen Rosetten (Abb. 9 C) siedelt vorzugsweise in den geräumigen Waben des Montmorillonits innerhalb tonig zersetzter Gläser. Der Analcim tritt darin nur selten auf. Diese montmorillonitreichen Gläser sind in den oberen 30—40 m mit den „Gel-artigen“ Substanzen (Abb. 10 C) und zeolithischem Material gefüllt.

Unterhalb der Teufe 350 m sind die Glashohlräume mit Ikositetraedern des Analcims, nadeligen Erionitbüscheln und einzelnen größeren Klinoptilolithkristallen besetzt. Bei 390 m, oberhalb der im Suevit eingeschalteten Flasergneisscholle, ist nur noch Analcim und kurzsäuliger Erionit vorhanden; der Klinoptilolith ist verschwunden. In dieser Teufe bewirkt die unvollständige Füllung der Glashohlräume mit Analcim eine erhöhte Porosität. Um 400 m, im mittleren Bereich des Hochtemperaturesuevits, bekunden viele, unterschiedlich große, mit Analcim gefüllte Drusen einen hohen primären Glasgehalt. Innerhalb dieses porösen Suevits (438 m) sind die kleineren Glasbruchstücke stark montmorillonitisiert. Die Hohlräume zwischen den Röllchen des gelblich-grünen Montmorillonits sind entweder leer oder von Analcim besetzt (Abb. 10 E). Der Eronit kommt ab 435 m nicht mehr vor.

Im unteren Teil, bis zur Grenze des Hochtemperaturesuevits bei 525 m, enthalten die Gläser mehr Analcim und weniger Montmorillonit, der sich hier mehr in der Grundmasse des Suevits befindet. Viele Gläser sind vollständig mit Analcim gefüllt und teilweise hat der Analcim die gesamte Glassubstanz vollkommen

pseudomorph verdrängt unter Erhaltung aller Blasen und Mineraleinschlüsse (Abb. 10 F). Schmale braune Streifen in diesen analcimierten Gläsern sind vielleicht der letzte Rest dunkel gefärbter eisen- und titanreicher Glasschlieren.

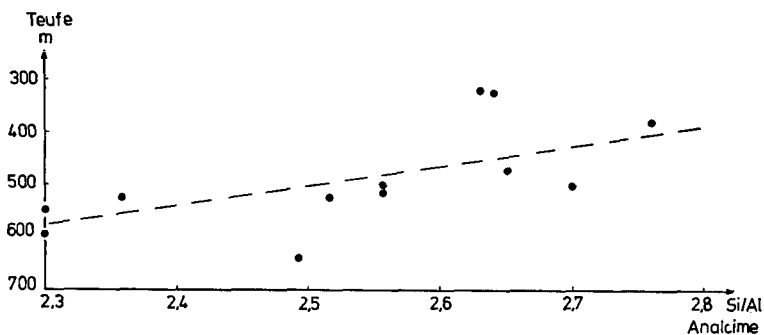
Mit den Gesteinsgläsern sind die diaplektischen Quarz- und Feldspatgläser analcimiert worden. In einem stärker geschockten Amphibolitbruchstück waren alle diaplektischen Plagioklasgläser pseudomorph in Analcim umgewandelt. Dabei wird stets die reine Glassubstanz der diaplektischen Mineralgläser verdrängt, während die entglasten Bereiche gegenüber den Lösungen und der Analcimierung resistent blieben. Ein analcimiertes Quarzglas mit gerundeten Entglasungsbezirken zeigt die Abbildung 9 D.

In der feinkörnigen Breccie des glasarmen Tieftemperatursuevits (525 bis 602 m) sind die wenigen Glasfragmente in den untersuchten Proben stets weg gelöst. Die Montmorillonitsäume und die winzigen Ikositetraeder des Analcims entlang der Wände der Hohlräume verraten die ehemalige Existenz der Gläser.

Die chemischen Analysen von Analcimen der Suevite und Gangbreccien aus verschiedenen Teufen ergaben Si/Al-Verhältnisse zwischen 2,3 und 2,8 (Abb. 5). Diese Werte liegen im Bereich der Si/Al-Verhältnisse von diagenetisch gebildeten Analcimen. Hydrothermal entstandene Analcime haben niedrigere Si/Al-Verhältnisse unter 2,0 (ECHLE 1975). Die chemische Zusammensetzung der Zeolithe spricht für die Bildung in einem schon abgekühlten Suevit.

Übereinstimmend mit den mikroskopischen Beobachtungen an den zersetzten Suevitgläsern ergaben die röntgenographischen Analysen der Grundmasse des Beckensuevits (Korngröße < 1 cm) eine Änderung der Verteilung und des Auftretens der häufigsten Zeolithminerale mit der Teufe. Das Vorkommen der Zeolithe wird in Abbildung 6 qualitativ dargestellt.

Das erstmalig gefundene bevorzugte Auftreten des kaliumreichen Erionits und des Klinoptiloliths in der oberen Hälfte der suevitischen Breccien und des Analcims in den unteren Teufenbereichen (STÄHLE und OTTEMANN 1976) ist in einem Zeolithisierungsvorgang erfolgt, der in pyroklastikahaltigen Sedimentbecken ebenfalls angetroffen wird (HAY 1966, GOODWIN and SURDHAM 1967, IJIMA and HAY 1968, FÜCHTBAUER und MÜLLER 1970).



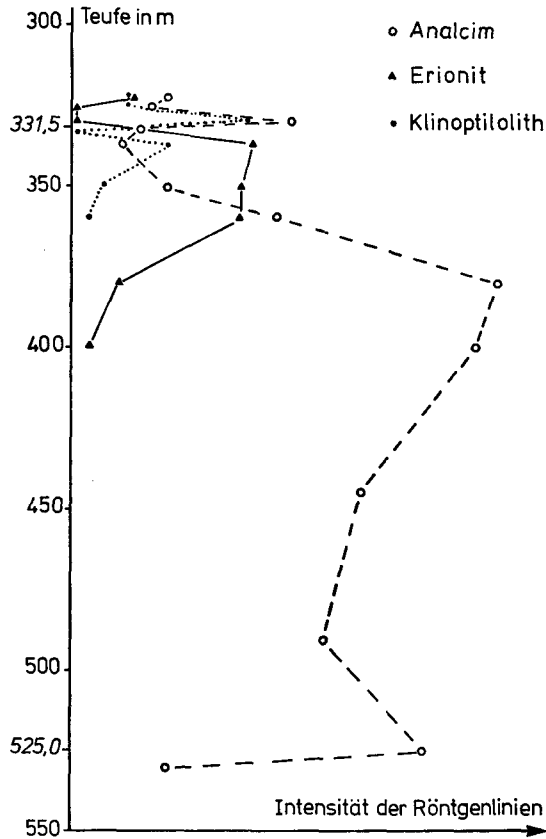


Abb. 6. Vorkommen und relative Verteilung der Zeolithminerale Analcim, Erionit und Klinoptilolith in den suevitischen Breccien des Bohrkerns.

Location and relative distribution of analcite, erionite and clinoptilolite in the suevite breccias of the drill core.

Der Analcim in Abbildung 6 hat im unteren Teil des gradierten Suevits ein kleines Maximum. Mit Beginn des Hochtemperaturesuevits steigen die Analcimgehalte kontinuierlich an. Bei etwa 380 m Teufe liegen die höchsten Werte, die dann leicht und bei 525 m Teufe an der Grenze zum glasarmen Tieftemperaturesuevit abrupt abnehmen. Mit Ausnahme des obersten Drittels korreliert die Analcimkurve mit den ursprünglichen Glasgehalten im Suevit. Hier enthalten die Gläser statt dessen häufiger Erionit, Klinoptilolith oder andere Zeolithe.

Der kaliumreiche Erionit kommt in der gesamten oberen Hälfte des Hochtemperaturesuevits vor und hat konträr zum Analcim die höchsten Gehalte in den obersten 30 m des Suevits. Der Klinoptilolith zeigt die höchsten Gehalte im gradierten Suevit. Auf das zweite Maximum des Klinoptilolithgehalts im Hochtemperaturesuevit erfolgt eine im Vergleich zum Erionit raschere Abnahme zu höheren Teufen hin. Nach den mikroskopischen Beobachtungen treten einige größere Einzelkristalle noch in der Teufe 380 m auf. Röntgenographisch konnte weder der

Erionit noch der Klinoptilolith in der unteren Hälfte des Suevits festgestellt werden.

Die starke Zeolithisierung des Hochtemperaturesuevits zeigen auch die Korngrößenanalysen (Korngröße 2—63 μm) in der Darstellung der Siltfraktion (Abb. 3). Im Vergleich zu den gesteinsbildenden Mineralen (Quarz, Feldspat, Hornblende, Glimmer) kann der Zeolithanteil über 25 % betragen. Die höchsten Zeolithgehalte befinden sich in der oberen Hälfte des Hochtemperaturesuevits. Im Tieftemperaturesuevit wird der Anteil an Zeolithen so gering, daß er im Diagramm nicht mehr in Erscheinung tritt.

5. Diskussion und Zusammenfassung

Mit der erfolgreichen Durchführung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (s. VIDAL 1974) gelang es, die unter den See-Sedimenten verborgenen suevitischen Breccien des Rückfalls und die kristallinen Gesteine aus dem tieferen Untergrund des Ries zu erhalten. Ein Vergleich der Suevite im Becken mit den an der Oberfläche vorkommenden Sueviten des Kraterauswurfs zielte auf ein besseres Verständnis des Vorgangs der Kraterbildung von großen irdischen Impaktstrukturen.

Die Gläser als charakteristischer und aufschlußreicher Bestandteil jeder stärker geschockten Impaktformation fanden in den petrographischen Studien unsere besondere Aufmerksamkeit. Die starke Zersetzung der Gläser im erbohrten Beckensuevit erbrachte auch Resultate, die in den Zeitraum des Postimpakts fallen. Zusammenfassend zeigen die Beckensuevite und Gangbreccien aus der Tiefe des Kraters folgende Merkmale:

1. Der hohe remanente Magnetismus (POHL 1974), die Glasgehalte und das Vorkommen von Armalcolit, Baddeleyit und Chaoit charakterisieren das obere suevitisches Schichtpaket der Bohrung als hochtemperierten Suevit.
2. Der Tieftemperaturesuevit besteht aus kristallinen Blöcken mit Einschaltungen von glasarmer Breccie. Kataklastisch zertrümmerte Gesteine, Shatter Cones und unregelmäßige und planare Brüche in Quarz, Feldspat und Hornblende in den Blöcken, Mineral- und Gesteinsfragmenten sind Indizien eines schwächeren Beanspruchungsgrades (Stufe 0—I nach STÖFFLER 1971). Diese Mischung von Blöcken mit relativ heißerem breccierten Material scheint nur im Bereich des tieferen Kraters als Unterlage des glasreichen Hochtemperaturesuevits vorzukommen.
3. Die Gangbreccien bestehen aus turbulent vermischem Material des zertrümmerten Nebengesteins, remobilisierter präriesischer Mylonite und Kluffüllungen aus Flußspat, Gangquarz und Calcit. Die Gangbreccien der oberen Teufen enthalten sehr wahrscheinlich größere Anteile von eingepreßten, zertrümmerten Gesteinen aus dem Bereich des Tieftemperaturesuevits. Der Tonmineralbestand der Gangbreccien verändert sich mit zunehmender Teufe durch eine stetige Abnahme von Montmorillonit zugunsten steigender Chlorit- und Corrensitgehalte (SALGER, ds. Band). Neben der starken Chloritisierung kommen in den untersten,

rötlich-braun gefärbten Gangbreccien authigene Neubildungen von Analcim und Anhydrit vor.

4. Aus den Diagrammen der Korngrößenanalysen wird der Übergang vom Hochtemperaturesuevit zum Tieftemperaturesuevit sichtbar. An dieser Grenze findet eine starke Abnahme der Gehalte an Montmorillonit, Kaolinit und Zeolithmineralen (Analcim) und eine Zunahme von Hornblende und Chlorit statt (Abb. 2 und 3).
5. In den Sueviten der Bohrung kommen frische Gläser nur noch als Relikte vor. Die chemische Zusammensetzung stimmt mit den Gläsern aus Oberflächensueviten überein (v. ENGELHARDT 1967, STÄHLE 1972).
6. Durch die Zeolithisierung unterscheiden sich die Suevite im Becken von denen der Oberfläche. Vorherrschende Zeolithe sind Analcim, Erionit, Klinoptilolith und Wellsit. Röntgenographisch und im Rasterelektronenmikroskop konnten Chabasit, Stilbit und Phillipsit entdeckt werden. Im oberen Teil der Beckensuevite (320—350 m) kommen isotrope, „Gel-artige“ Substanzen mit hohem Kaliumgehalt bis zu 18 Gew.-% zusammen mit vorwiegend xenomorphem, zeolithischem Material in der Hohlräumen tonig zersetzter Gläser vor.
7. Die chemische Zusammensetzung von Analcim, Erionit, Klinoptilolith und Wellsit, die als häufigste Zeolithminerale in den zersetzten Gläsern auftreten, wurde mit der Mikrosonde bestimmt (Tab. 3).
8. Mit der Teufe tritt eine Änderung in der Zeolithführung ein. Im oberen Teil des Suevits (331,5—390 m) überwiegen die Alkalizeolithe Erionit und Klinoptilolith (Abb. 6). In der unteren Hälfte (435—525 m) kommt nur noch der Analcim häufig als Pseudomorphose nach den Gläsern vor. Diaplektische Feldspat- und Quarzgläser sind hier ebenfalls analcimiert.
9. Die diagenetische Bildung des Analcims drückt sich in den hohen Si/Al-Verhältnissen innerhalb des Bereichs von 2,3—2,8 aus. Hydrothermal gebildete Analcime haben Si/Al-Verhältnisse unter 2,0 (HAY 1966, ECHLE 1975).

Durch die Bildung von Montmorillonit beginnt der Zersetzungsprozeß der Gläser. In diesem Stadium der Montmorillonitisierung durch Zuführung frischen Wassers befinden sich die Oberflächensuevite. Die höhere Salinität der Porenwässer im tiefliegenden Suevit des abflußlosen Riesbeckens, hatte als diagenetische Umwandlung die Lösung und Zeolithisierung der Gläser zur Folge. Der Wechsel in der Zeolithführung innerhalb des Profils im Suevit der Bohrung (Abb. 6), beruht sehr wahrscheinlich auf ansteigenden Salzkonzentrationen mit zunehmender Teufe. Bei hohen Salinitäten bildet sich nur noch der Analcim als der am schwächsten hydratisierte Zeolith (HAY 1966, GOODWIN and SURDHAM 1967).

Mit Ausnahme des Natriums haben die Becken- und Oberflächensuevite die gleiche chemische Zusammensetzung (Tab. 1; v. ENGELHARDT 1965, FÖRSTNER 1967). Vermutlich haben deszendente Lösungen das überschüssige Natrium aus dem Bereich der See-Sedimente zugeführt, das dann in den Zeolithen fixiert wurde.

Nach ihrem Vorkommen werden die Suevite im Krater als Rückfall von den weiter ausgeschleuderten Auswurfsueviten unterschieden (v. ENGELHARDT 1971).

Die ins Kraterbecken zurückgefallenen Suevite bilden den Hauptteil der sueviti- schen Gesteinsbreccien. Innerhalb des Kristallinen Walls mit dem Durchmesser von 12 km liegen die mächtigen Beckensuevite über dem kristallinen Untergrund des Kraters. In den geschockten Fragmenten kommen die Erscheinungen der Stoß- wellenmetamorphose vor, die in den Oberflächensueviten zahlreich auftreten (CHAO 1967, EL GORESY 1968 a, v. ENGELHARDT et al. 1969, STÖFFLER 1972).

Im Mittel enthalten die Rückfallsuevite im Becken weniger geschockte Frag- mente und Gläser als die ballistisch weiter weg transportierte und später abge- lagerte sueviti-sche Kraterobjekte. Auch die glasreichen Suevite der Bohrung Wör- nitzostheim innerhalb des morphologischen Ries-Kraters sind Oberflächensuevite (STÄHLE und OTTEMANN 1976), die auf den Trümmern der Bunten Breccie liegen. Der Kristalline Wall im Krater bildet die Grenze zwischen den Becken- und Oberflächensueviten (s. Profildarstellung in Abb. 7). Die zurückgefallenen Becken- suevite innerhalb des ringförmigen Kristallinen Walls liegen rund 200—400 m tiefer als die weiter ausgeworfenen Oberflächensuevite. Der Darstellung der Sue- vitvorkommen im Ries-Krater in Abb. 7 liegen geologische, petrographische, seis- mische und magnetische Daten zugrunde (FÖRSTNER 1967, ANGENHEISTER und POHL 1969, HÜTTNER et al. 1969, POHL und ANGENHEISTER 1969, SCHMIDT- KALER 1969, CHAO 1974, HÜTTNER 1974). Die im Verhältnis zum Durchmesser flache Kraterstruktur des Ries ist durch die Tiefbohrung bei Nördlingen bestätigt worden.

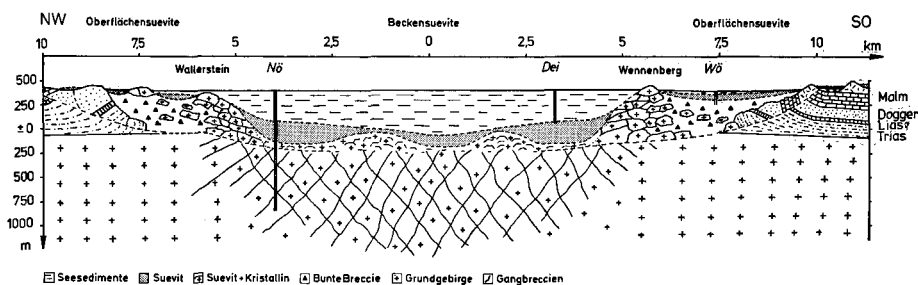


Abb. 7. Profil des Ries Kraters. Vorkommen und Lage der Becken- und Oberflächensuevite.

Profile of the Ries Crater. Location and position of the fallback and fallout suevites.

D a n k s a g u n g. Für die Überlassung des Bohrkernmaterials danken wir Herrn Präsident Dr. H. VIDAL, Bayerisches Geologisches Landesamt. Mehrere Suevitproben aus der Bohrung Wörnitzostheim erhielten wir freundlicherweise von Herrn Professor H. G. HUCKENHOLZ. Den Professoren A. EL GORESY und U. FÖRSTNER danken wir für Hinweise und Diskussionen. Mit naßchemischen Analysen half uns Herr Dipl.-Chem. E. KROUZEK in dankenswerter Weise. Besonders Herrn Dipl.-Min. R. KOCH sind wir für röntgenographische Aufnahmen dankbar und Herrn M. GASTNER für die Bilder im Rasterelektronenmikroskop. Für weitere technische Hilfsleistungen danken wir den Herren E. GERIKE, D. SCHOLZ und O. STADLER. Die Leihgabe der Elektronenmikrosonde im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Heidelberg und die finanzielle Beihilfe der Deutschen Forschungsgemeinschaft ermöglichte die Durchführung dieser Arbeit.

6. Literatur

- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 304—326, München 1969.
- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. und STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- CHAO, E. C. T.: Shock effects in certain rock-forming minerals. — *Science*, **156**, pp. 192—202, 1967.
- Pressure and temperature histories of impact metamorphosed rocks — based on petrographic observations. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, eds., B. M. French and N. M. Short, p. 135—158, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- Impact cratering models and their application to lunar studies — a geologist's view. — *Proc. Fifth Lunar Sci. Conf., Geochim. Cosmochim. Acta, Suppl. 5*, **1**, pp. 35—52, 1974.
- CHAO, E. C. T. and GORESY, EL, A.: Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research deep drill core — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- DRESSLER, B.: Die Beanspruchung der präkambrischen Gesteine der Kryptoexplosionsstruktur von Manicouagan in der Provinz Quebec, Canada. — *Diss. Univ. München* 1970.
- DRESSLER, B., GRAUP, G. u. MATZKE, K.: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 201—228, München 1969.
- DRESSLER, B. u. GRAUP, G.: Gesteinskundliche Untersuchung am Suevit der Bohrung Wörnitzostheim I im Nördlinger Ries. — *Aufschluß*, **25**, S. 405—411, Heidelberg 1974.
- ECHLE, W.: Zusammensetzung und Entstehung sedimentärer Analcime in jungtertiären pyroklastischen Gesteinen nördlich Mihaliççik, Westanatolien, Türkei. — *N. Jb. Miner., Abh.*, **124**, S. 128—146, Stuttgart 1975.
- ENGELHARDT, W. v.: Riesgläser und Moldavite. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **29**, S. 609—620, 1965.
- Chemical composition of Ries glass bombs. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **31**, S. 1677—1689, 1967.
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. und SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—295, München 1969.
- ENGELHARDT, W. v.: Detrital impact formations. — *J. Geophys. Res.*, **76**, pp. 5566—5573, 1971.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Einige Kommentare zu den bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 81—90, München 1974.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **15**, S. 281—308, 1967.
- FÜCHTBAUER, H. u. MÜLLER, G.: Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. — Stuttgart (Schweizerbart) 1970.
- GOODWIN, J. H. and SURDHAM, R. C.: Zeolithization of tuffaceous rocks of the Green River Formation, Wyoming. — *Science*, **157**, pp. 307—308, 1967.
- GORESY, EL, A.: The opaque minerals in impactite glasses. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, eds. B. M. French and N. M. Short, S. 531—553, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968. — [1968 a].
- A new allotropic form of carbon from the Ries Crater. — *Science*, **161**, pp. 363—364, 1968 — [1968 b].
- GORESY, EL, A. and CHAO, E. C. T.: Identification of armalcolite in the Ries glass. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **30**, pp. 200—208, Amsterdam 1976.
- Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research drill core. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.

- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. Petrographische Zusammensetzung und Auswurfmechanismus der kristallinen Trümmersmassen, Struktur des kristallinen Untergrundes und Beziehungen zum Moldanubikum. — Diss. Univ. Tübingen 1975.
- HAY, R. L.: Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, **85**, pp. 1—125, 1966.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **11**, S. 621—661, 1965.
- HÜTTNER, R.: Bunte Trümmersmassen und Suevit. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 142—200, München 1969.
- HÜTTNER, R., SCHMIDT-KALER, H. u. TREIBS, W.: Anmerkungen zur geologischen Übersichtskarte (Beilage 1). — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 451—454, München 1969.
- HÜTTNER, R.: Das Ries als geologisches Problem. — *Der Aufschluß*, **25**, S. 381—394, Heidelberg 1974.
- Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- IJIMA, A. and HAY, R. L.: Analcime composition in tuffs of the Green River Formation in Wyoming. — *Am. Mineral.*, **53**, pp. 184—199, 1968.
- JANKOWSKI, B.: Die gradierte Einheit oberhalb des Suevits der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- MASON, B.: Herschelite — a valid species? — *Am. Mineral.*, **47**, pp. 985—987, 1962.
- MOSEBACH, R.: Das Nördlinger Ries, vulkanischer Explosionskrater oder Einschlagstelle eines Großmeteoriten? — *Ber. oberhess. Ges. Natur- u. Heilkunde.*, N. F., **33**, S. 165—204, 1964.
- POHL, J. u. ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 327—336, München 1969.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 65—74, München 1974.
- SALGER, M.: Die Tonminerale der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- SCHMIDT-KALER, H.: Der Jura im Ries und seiner Umgebung. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 59—86, München 1969.
- STÄHLE, V.: Impact glasses from the suevite of the Nördlinger Ries. — *Earth and Planet. Sci. Letters*, **17**, pp. 275—293, Amsterdam 1972.
- Melting and reaction behavior of opaques and silicates in very strongly shocked crystalline rocks from the Ries Crater. — *Meteoritics*, **10**, pp. 492—494, 1975.
- STÄHLE, V. u. OTTEMANN, J.: Die Becken- und Oberflächensuevite des Ries-Kraters. — *Fortschr. Mineral.*, **54**, Beil.-H., **1**, S. 97—98, Stuttgart 1976.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, München 1974.
- STÖFFLER, D.: Progressive metamorphism and classification of shocked and brecciated crystalline rocks at impact craters. — *J. of Geophys. Res.*, **76**, pp. 5541—5551, 1971.
- Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression. — *Fortschr. Mineral.*, **49**, S. 50—113, Stuttgart 1972.
- STÖFFLER, D., EWALD, U., REIMOLD, W.-U. u. OSTERTAG, R.: Research drilling Nördlingen 1973 (Ries): composition and texture of polymict impact breccias. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- VIDAL, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973, Vorgeschichte, Verwirklichung und Organisation der wissenschaftlichen Bearbeitung. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 5—10, München 1974.

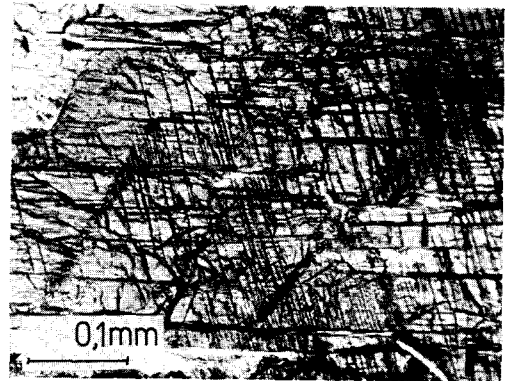
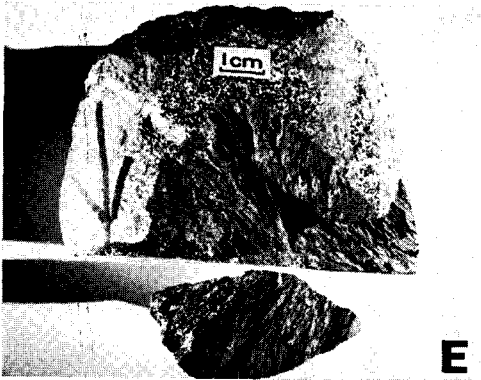
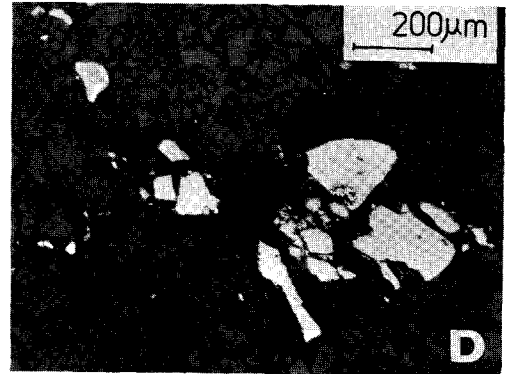
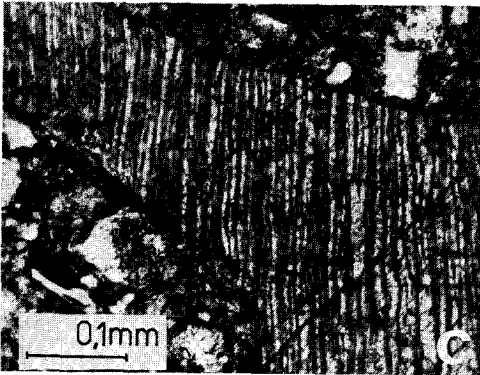
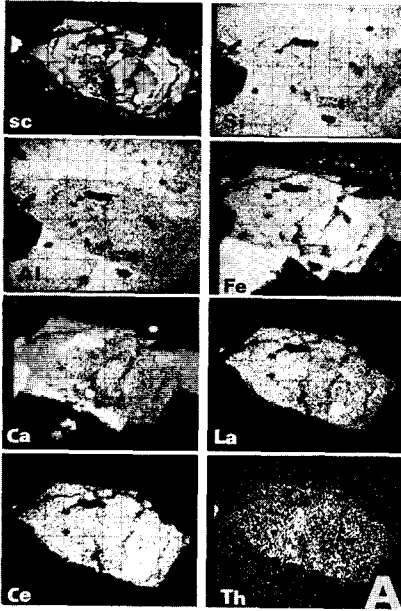


Abb. 8

Bild A: Röntgen-Rasteraufnahmen der Elemente Si, Al, Fe, Ca, La, Ce und Th von Orthit in einem granodioritischen Gestein des Suevits der Teufe 517 m (Vergr.: 40 μm /Netzeinheit).

X-ray scanning pictures of the elements Si, Al, Fe, Ca, La, Ce and Th in a orthite grain. The granodioritic rock is taken from the suevite of the core depth 517 m (magnification: 40 μm /grid unit).

Bild B: Neubildungen von Analcim und Anhydrit (CaSO_4 im oberen und unteren Teil des Bildes) in einer Gangbreccie der Teufe 952 m (Durchlicht).

New growth of analcite and anhydrite (CaSO_4 is in the upper and lower part of the photograph) within an injection dike at the core depth 952 m (transmitted light).

Bild C: Stark drucklamelliertes Fragment eines Calcitkristalls in einer Gangbreccie der Teufe 861,5 m (Durchlicht).

Fragment of calcite with stress-twinning lamellae in an injection dike of the core depth 861.5 m (transmitted light).

Bild D: Stark kataklastisch zertrümmerter Amphibolit im Tieftemperatursuevit der Teufe 586 m (Auflicht).

Heavily shattered amphibolite in the low temperature suevite of the core depth 586 m (reflected light).

Bild E: Harnisch- oder shatter-cone-artige Bruchflächen in einem Amphibolit der Teufe 561,5 m. A slickenside or shatter cone-like plane in an amphibolite of the core depth 561.5 m.

Bild F: Hornblende mit planaren Brüchen (senkrecht zur c-Richtung) in einem Amphibolit der Teufe 527,7 m (Durchlicht).

Hornblende with planar fractures (vertical to the c-axis) in an amphibolite of the core depth 527.7 m (transmitted light).

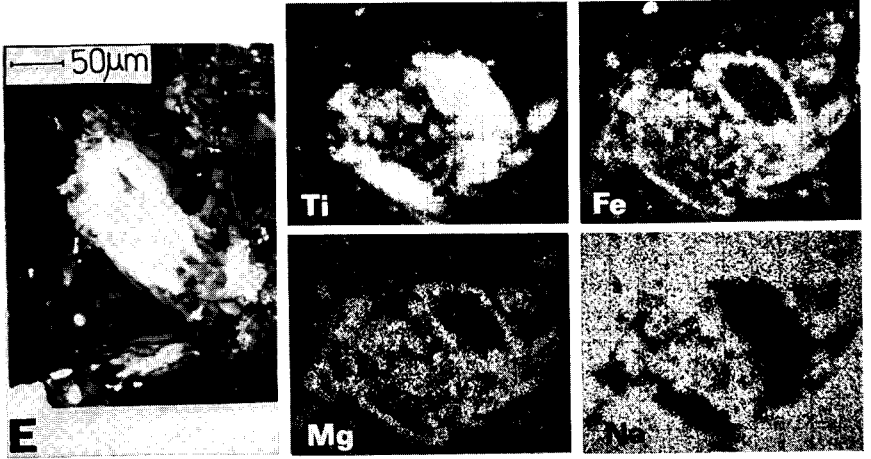
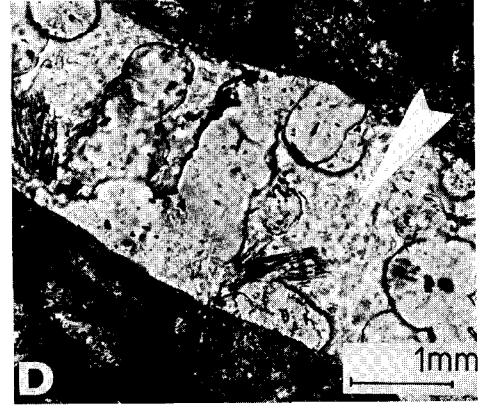
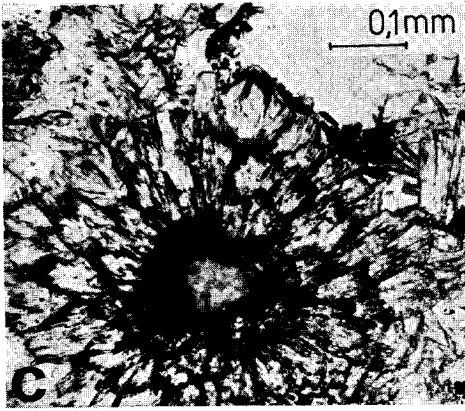
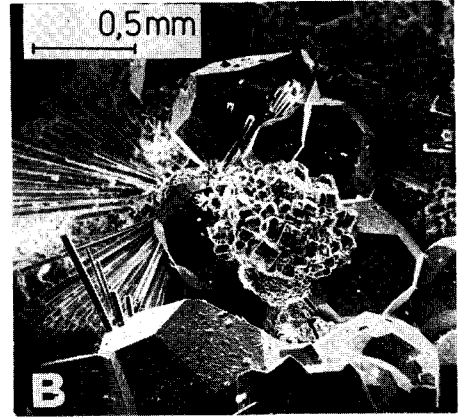
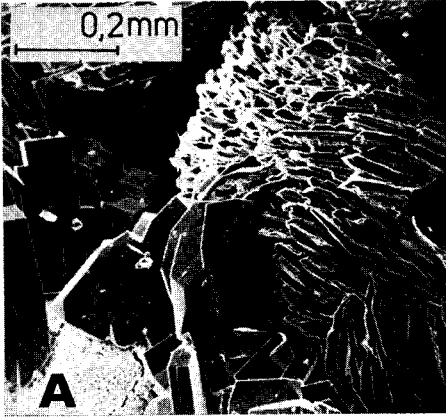


Abb. 9

Bild A: REM-Aufnahme von tafeligem Klinoptilolith und blättrigem Wellsit innerhalb eines Hohlraumes im gradierten Suevit (Teufe 328 m).

SEM photograph of tabular clinoptilolite and foliated wellsite in a cavity of the graded suevite (core depth 328 m).

Bild B: REM-Aufnahme der Zeolithe Analcim, Erionit (linke Bildhälfte) und Klinoptilolith (Vordergrund) im Suevit der Teufe 334 m. Verzwilligte Phillipsitkristalle bilden die kugeligen Aggregate in der Bildmitte. Teilweise sind die stengeligen Erionite im Analcim eingewachsen (obere Bildmitte).

SEM photograph of the zeolites analcite, erionite (on the left side of the center) and clinoptilolite (foreground) in the suevite of the core depth 334 m. Twinned crystals of phillipsite form spherical aggregates in the center of the photograph. The rod-shaped erionites are partially penetrating analcite (upper part of the photograph).

Bild C: Blättrige Rosette des Wellsits (Durchlicht) im gradierten Suevit (Teufe 326 m).

Foliated rosette of wellsite (transmitted light) in the graded suevite (core depth 326 m).

Bild D: Analcimiertes diaplektisches Quarzglas (Durchlicht). Die rundlichen, entglasten Bereiche werden von Analcim (Pfeil) nicht verdrängt (Teufe 474 m).

Diaplectic quartz glass now consisting of analcite. The spherical, devitrified areas (arrow) are not replaced by analcite (core depth 474 m).

Bild E: Auflicht-Aufnahme eines angeschmolzenen Rutilkorns (hellgrau), das von Armalcolitkristallen (dunkelgrau) umgeben wird. Die Röntgen-Rasteraufnahmen zeigen, daß Eisen und Magnesium in den Armalcolitkristallen angereichert ist (Vergr.: 40 µm/Netzeinheit). Aus der Verteilung und Konzentration des Natriums wird sichtbar, daß sich das Rutilkorn (rechte obere Bildhälfte) und die Armalcolite in einem analcimierte Glas im Hochtemperaturesuevit befinden (Teufe 460 m).

Photograph in reflected light of a rutile grain (light gray) surrounded by armalcolite crystals (dark gray). The X-ray scanning pictures show, that iron and magnesium are enriched in the armalcolite crystals (magnification: 40 µm/grid unit). The distribution and concentration of sodium display, that the rutile grain (upper part of the photograph on the right side) and the armalcolites are enclosed in analcite. The analcite replaced the glass in the high temperature suevite (core depth 460 m).

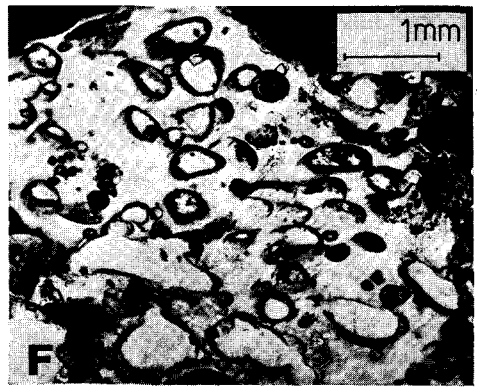
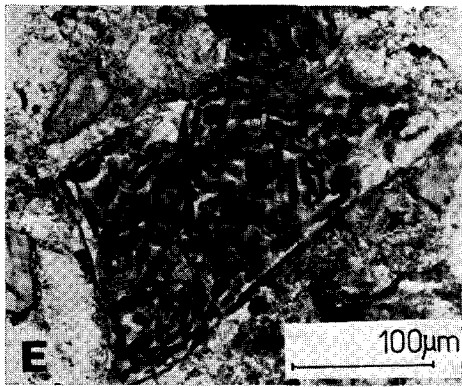
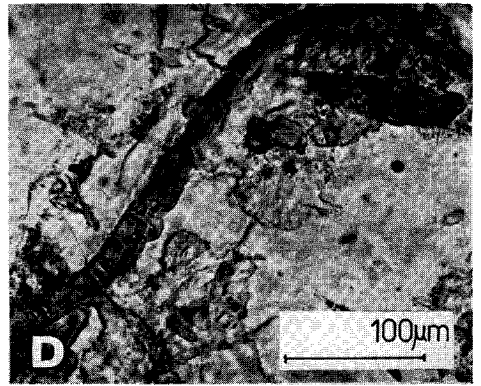
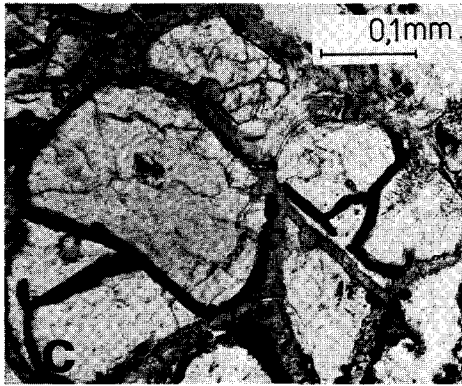
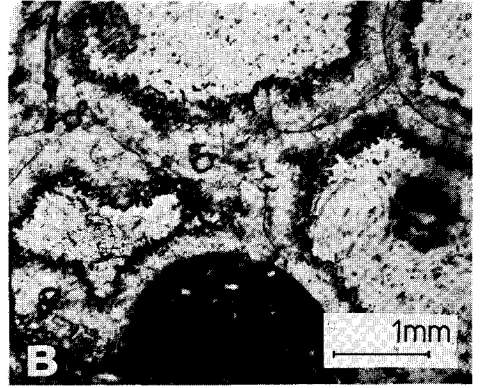
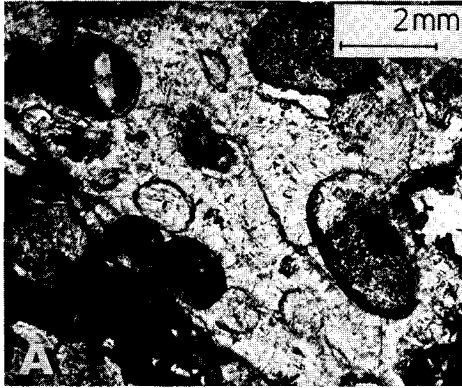


Abb. 10

Bild A: Bruchstück eines zersetzten Glases (Auflicht), das mit verfilzten Erionitnadeln gefüllt ist (Teufe 326,3 m).

Fragment of an altered glass (reflected light), which is filled with felted needles of erionite (core depth 326.3 m).

Bild B: Ausschnitt eines vollständig gelösten Gesteinsglases (Durchlicht). Die feinen Montmorillonitstege sind mit Erionitkriställchen und etwas größeren Klinoptilolithleisten besetzt (Teufe 330 m).

Detail of a completely dissolved Ries glass (transmitted light). The fine straps of montmorillonite are stuffed with erionite crystals and ledges of clinoptilolite (core depth 330 m).

Bild C: Ausschnitt eines tonig zersetzten Glases im oberen Hochtemperatursuevit (Teufe 340 m). Die Hohlräume sind vollständig mit Zeolithen und „gel-artigen“ Substanzen gefüllt. Zwischen den mit Montmorillonit besetzten perlitischen Abkühlungsrissen des Glases befinden sich isotrope, „gel-artige“ Substanzen mit Schrumpfrissen und vorwiegend xenomorph auftretenden Zeolithkristallen.

Detail of a glass decomposed to clay in the upper part of the high temperature suevite (core depth 340 m). The cavities are completely filled with zeolites and „gel-like“ material. The perlitic cooling fractures are stuffed with montmorillonite. Isotropic, „gel-like“ material with shrinkage cracks and predominantly appearing xenomorphic zeolite crystals are located between them.

Bild D: Relikt eines frischen Gesteinsglases mit Entglasungsbereichen (Pfeil) im Suevit der Teufe 438 m (Durchlicht).

Relic of a fresh Ries glass with devitrified areas (arrow) in the suevite of the core depth 438 m (transmitted light).

Bild E: Bruchstück eines dreieckig geformten Glases im Suevit der Teufe 438 m, das fast vollständig mit röllchenförmigen Zersetzungsprodukten von Montmorillonit gefüllt ist. Etwas Analcim befindet sich in den Zwischenräumen (Durchlicht).

A triangular piece of glass in the suevite of the core depth 438 m. The small piece of glass is almost completely filled with roll-shaped alteration products of montmorillonite. The interstices are partially filled with analcite (transmitted light).

Bild F: Analcimpseudomorphose nach einem blasigen Glas im Suevit der Teufe 474,8 m (Durchlicht).

Pseudomorphs of analcite after a vesicular glass in the suevite of the core depth 474.8 m (transmitted light).

Die Petrographie der kristallinen Gesteine der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von GÜNTHER GRAUP

Mit 2 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung

Das metamorphe Grundgebirge der Forschungsbohrung Nördlingen besteht aus Amphiboliten, Ultrabasiten, Hb-Bi-Pl-Gneisen, Mischgneisen sowie Orthogneisen und ist durchsetzt mit varistischen Intrusionen von Granodioriten und Graniten und deren Gangfolge. Die Mischgneise werden als Mischverband zwischen Amphiboliten, Hb-Bi-Pl-Gneisen und Orthogneisen gedeutet. Sie bildeten sich durch eine metasomatische Kali- und Kieselsäurezufuhr aus assyntischen Graniten (den jetzigen Orthogneisen) in die angrenzenden Gneise. Auf Grund der weitgehenden chemischen Ähnlichkeiten der Mischgneise mit den Suevitgläsern wird deren Entstehung durch Aufschmelzung eines Mischgneiskomplexes erklärt. Makro- und mikroskopische Beobachtungen sowie Befunde aus dem Oberflächenkristallin sprechen für ein präriesisches Alter der diaphthoritischen Gesteinsumwandlung und der Gesteinszerrüttung (ausgenommen riesische Breccierungen). Qualitativ fügen sich die kristallinen Gesteine gut in den Verteilungsplan der kristallinen Trümmermassen an der Oberfläche ein. Quantitativ besteht jedoch ein deutlicher Unterschied: in den Trümmermassen sind die magmatischen Gesteine, in der Bohrung die metamorphen Gesteine vorherrschend.

Summary

116 samples of crystalline rocks from depths between 506 and 1206 m have been investigated by optical microscopy. The chemical composition of the main rock types has been determined by 24 analyses.

The crystalline basement consists of a metamorphic series (amphibolites, ultramafic rocks, hornblende-biotite-plagioclase-gneisses, mixed gneisses, orthogneisses) that is intruded by Hercynian granites and granodiorites and some dike rocks of the same age. The mixed gneisses are interpreted as a complex produced by metasomatic transport of silica and potassium from probably assyntic granites (now orthogneisses) into surrounding amphibolites and gneisses.

Because of a close similarity in chemical composition between some mixed gneisses and glassy bombs that occur in suevite outcrops at the surface, it is supposed that the suevite glasses were produced by impact melting of a mixed gneiss complex.

Diaphthoritic decomposition and most fracturing of the crystalline rocks are older than the impact event. Some brecciated zones composed of undecomposed rock debris probably are of impact origin.

The same crystalline rock types as in the drill hole profile occur in crystalline breccias at the surface within the area of the drill hole site. Whereas metamorphic rocks prevail in the drill hole, magmatic rocks (mainly granites) are much more common in surface breccias. It is assumed that the metamorphic series was overlain by a thin plate of Hercynian granites.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	220
2. Metamorphe Gesteine	220
2.1. Metamorphe Fazies	220
2.2. Gesteinstypen	221
2.3. Verteilung im Bohrprofil	221
2.4. Groß- und Kleingefüge	222
2.5. Chemische Zusammensetzung und Genese	222
3. Varistische magmatische Gesteine	224
4. Hydrothermale Kluffüllungen	225
5. Gesteinszerrüttung und Diaphthorese	225
6. Vergleich mit den kristallinen Trümmern an der Oberfläche	227
7. Zum Ursprung der Suevitgläser	227
8. Literatur	228

1. Einführung

Die petrographischen Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges der Forschungsbohrung Nördlingen erstreckten sich auf den Teufenbereich 506—1206 m, der aus zwei Abschnitten besteht: einem oberen zwischen 506 und 602 m mit Kristallinschollen, die von „glasarmem Suevit“ durchsetzt sind, und einer geschlossenen Kristallinabfolge von 602 m bis zur Endteufe. Zur Untersuchung der Gesteine wurden insgesamt 137 Dünnschliffe von 116 Kernproben (s. v. ENGELHARDT und GRAUP, Beilage 1, ds. Bd.) ausgewertet und 24 chemische Vollanalysen angefertigt. Hauptgegenstand der Untersuchungen waren die mengenmäßig überwiegenden basischen bis sauren Gesteine; die Bearbeitung der ultramafischen und mafischen Einschaltungen erfolgte durch S. MATTHES, P. RICHTER und G. STETTNER (ds. Bd.).

Die kristallinen Gesteine der Bohrung fügen sich qualitativ gut in den Verteilungsplan der kristallinen Trümmern (GRAUP 1975) an der heutigen Riesoberfläche ein, d. h. es wurden diejenigen Gesteine erbohrt, die sich auch an der Oberfläche in der näheren Umgebung der Bohrung finden. In der Bohrung überwiegen die metamorphen Gesteine mit einem Anteil von 92 % deutlich gegenüber nur 8 % magmatischer Gesteine. Dieses von magmatischen Intrusionen durchzogene metamorphe Grundgebirge bildet eine sehr wechselvolle Serie mit nur wenigen größeren Abschnitten petrographisch einheitlicher Gesteine.

2. Metamorphe Gesteine

2.1. Metamorphe Fazies

Die metamorphen Gesteine der Bohrung gehören ebenso wie die Gesteine an der Oberfläche dem am höchsten temperierten Abschnitt der Amphibolitfazies, der Sillimanit-Cordierit-Orthoklas-Almandin-Subfazies an. Primärer Muscovit, dessen Verschwinden aus der Paragenese für diese Subfazies kritisch ist, fehlt hier völlig. Die metamorphen Gesteine erfuhren eine anatektische Überprägung, zunächst eine Plagioklas- und Kalifeldspatblastese, gefolgt von einer Metatexis mit Teilschmelzen- und Restitbildung. Der Grad der Metamorphose scheint mit der Tiefe zuzunehmen, denn ab ca. 1100 m nehmen die pegmatoiden und granitoiden Bereiche an Häufigkeit und Ausdehnung stark zu. Für diese Annahme sprechen auch die Farben von Hornblende und Biotit. Während für die meisten Gesteine grüne und bräunlichgrüne Hornblendensowie braune Biotite charakteristisch sind, tritt die höher metamorphe, grünbraune Hornblende erstmals bei 1019,3 m

auf, und der braunrote, eine höhere Metamorphose anzeigende Titanbiotit bildet erst ab 1143 m den alleinigen Vertreter der Biotitreihe.

2.2. Gesteinstypen

In seinem Gesteinsbestand bietet das metamorphe Grundgebirge ein breites Spektrum von ultrabasischen bis zu sauren, granitischen Gesteinen. Nach ihrem Mineralbestand können folgende Gesteinstypen unterschieden werden: Ultrabasite, Amphibolite, Hb-Bi-Pl-Gneise, Mischgneise und Orthogneise. Sie sind gekennzeichnet durch die Paragenesen:

- | | | |
|---------------------|----|-------------------------|
| 1. Amphibolite: | a) | Qu — Pl — Hb — Bi — Cpx |
| | b) | Qu — Pl — Hb — Bi |
| | c) | Qu — Pl — Hb |
| 2. Hb-Bi-Pl-Gneise: | | Qu — Pl — Bi — Hb |
| 3. Mischgneise: | | KF — Qu — Pl — Bi — Hb |
| 4. Orthogneise: | | KF — Qu — Pl — Bi |

In den Amphiboliten sind a) und b) die häufigsten der drei Paragenesen, in denen die Hornblende stets einen Hauptgemengteil bildet, während die Hb-Bi-Pl-Gneise häufig nur untergeordnete Gehalte an Hornblende aufweisen. Zwischen diesen beiden Gesteinstypen und den Orthogneisen mit granitischem Mineralbestand stehen die Mischgneise, die stets gemeinsam Kalifeldspat und Hornblende führen. Die Gehalte an den beiden Mineralen schwanken stark im umgekehrten Verhältnis, so daß der Mischgneis einmal mehr amphibolitischen, einmal mehr granitischen Charakter besitzt.

Für die Orthogneise ist neben ihrer granitischen Zusammensetzung ein übernormaler Gehalt an Zirkon und Apatit kennzeichnend. Hinweise auf ihre Orthognatur liefern außerdem magmatische Reliktgefüge (Anlagerungsgefüge) und nadelige Apatite. Die Apatitnadeln erreichen ein Längen-Breiten-Verhältnis von 18 : 1. Anlagerungsgefüge bestehen zwischen Zirkon und Apatit mit c parallel c bzw. subparallele Zirkoneinschlüsse in Apatit sowie zwischen Apatit und Kalifeldspat- oder Plagioklasporphyroblasten (Anlagerung von Apatit mit der Längsachse an die Kristallflächen der Feldspäte unter Ausbildung von Apatit-Kränzen). Auch in einigen Mischgneisen lassen sich solche Reliktgefüge feststellen.

Der Bestand an Nebengemengteilen ist bei allen vier Gneistypen der gleiche: Orthit, Zirkon, Apatit, Titanit, Erz. Diese Minerale können zonenartig stark angereichert sein, besonders Orthit. Dabei werden die Orthitkristalle bis zu 6 mm groß. Als weiteres Akzessorium kommt außerdem Granat (Almandin) vor. Er ist sehr selten und findet sich nur in der Zone von 701 bis 710 m (in Amphibolit, Misch- und Orthogneis) sowie in den Mischgneisen von 1143 und 1190 m.

2.3. Verteilung im Bohrprofil

Die Amphibolite bilden die hangende Serie des erbohrten Gneiskomplexes zwischen 518 m und 676 m (s. v. ENGELHARDT und GRAUP, Beilage 1, ds. Bd.). Im Liegenden treten noch vereinzelte kleinere Einschaltungen dieser Gesteine bei 686 m, 706,0—710,8 m und bei 1019,2—1019,4 m

auf. Unterhalb 676 m bis etwa 998 m herrscht ein starker Wechsel von hauptsächlich Hb-Bi-Pl-Gneis und Mischgneis mit Einschaltungen von Ultrabasiten, Orthogneisen, Amphiboliten und magmatischen Gesteinen. Ab 998 m wird das metamorphe Grundgebirge einheitlicher: es folgen ein ca. 80 m mächtiger Körper von Hb-Bi-Pl-Gneis (998,0—1077,2 m) und von Mischgneis mit ca. 124 m Mächtigkeit (1082,4—1206,0 m). Dem Mischgneis sind zwischen 1101,0 m und 1176,3 m mehrere metatektische Mobilisate von pegmatoider und granitoider Ausbildung zwischengeschaltet. Das mächtigste der Mobilisate reicht von 1144,1 m bis 1176,3 m und enthält seinerseits Schollen bzw. Schlieren von Mischgneis.

2.4. Groß- und Kleingefüge

In der petrographischen Profildarstellung von BAUBERGER et al. (1974, Beilage 1) und von STETTNER (1974) werden für den Großteil der Gneise, d. h. die Hb-Bi-Pl-Gneise, Misch- und Orthogneise unterhalb 676 m, zwei Hauptgefügetypen angegeben: klein- bis grobkörnige Gneise mit Flasergefüge und feinkörnige, zeilige Gneise ohne deutliches s-Gefüge. Die mikroskopische Untersuchung zeigt, daß die Hb-Bi-Pl-Gneise überwiegend dem Flasertyp, die Orthogneise überwiegend dem Gefügetyp ohne ausgeprägtes s- oder Lagengefüge angehören. Bei den Mischgneisen sind beide Gefügearten etwa gleich häufig vertreten. Die Amphibolite sind demgegenüber häufig gebändert (= Hornblendegneis, SPRY 1969, MIYASHIRO 1973), gelegentlich auch zeilig oder flaserig.

Die Gneise weisen u. d. M. ein granoblastisches Gefüge auf, welches durch die Vorgänge der Metatexis zum Teil verändert wurde. Besonders in den Gneisen mit Flasergefüge kam es zur Sprossung von Plagioklas- und Kalifeldspatporphyroblasten. An die Feldspatblastese schließt sich eine metatektische Mobilisation der hellen Gemengteile an. Diese Metatekte mit einem hypidiomorph-körnigen Gefüge liegen teils konkordant, teils diskordant zum s der Gneise oder lösen in Schlieren das alte s-Gefüge auf. Eine spätere Mylonitisierung mancher Gneispartien kann auf varistische Durchbewegungen zurückgeführt werden.

2.5. Chemische Zusammensetzung und Genese

In Tab. 1 sind 32 chemische Vollanalysen von 28 verschiedenen Proben metamorpher und magmatischer Gesteine aufgeführt. Neun der Analysen (aus den Teufen: 702,9 m, 705,3 m, 711,9 m, 714,9 m, 723,2 m, 890,5 m, 954,5 m, 961,4 m und 971,0 m) wurden freundlicherweise von P. RICHTER und G. STETTNER für diese Arbeit zur Verfügung gestellt. Die Analysen wurden im Rahmen der Untersuchung der Ultramafite von P. RICHTER angefertigt.

Die Abb. 1 zeigt AFM-Koordinaten aller analysierten Gesteine. In dem gestrichelt umgrenzten Feld liegen am oberen Ende die Orthogneise. Mit höheren Eisen- und Magnesium-Werten folgen, über einen weiten Bereich streuend, die Mischgneise und am unteren Ende die Amphibolite. Außerhalb des Feldes fallen die darstellenden Punkte des Hb-Bi-Pl-Gneises von 1001,5 m, eines sehr biotitreichen Gneises (hoher K_2O -Gehalt von 9,18 %) sowie zweier Amphibolit-Melanosome (von 593,0 m und 686,6 m).

In der Abb. 2 ist das Verhältnis $Na_2O + K_2O/SiO_2$ der metamorphen Gesteine aufgetragen. Die Punkte reihen sich entlang der gestrichelten Kurve aneinander, wobei wiederum die Orthogneise und Amphibolite die Endglieder bilden. Während die Orthogneise recht einheitlich zusammengesetzt sind, zeigen die Mischgneise eine deutliche Variation in ihrer chemischen Zusammensetzung, sogar im Meter-Bereich (z. B. die Mischgneise von 1201,5 m und 1202,9 m). Auch die Amphibolite streuen stark infolge der metatektischen Auftrennung in helle und dunkle Lagen. Über dem Amphibolitfeld liegt der Wert für die Probe aus der

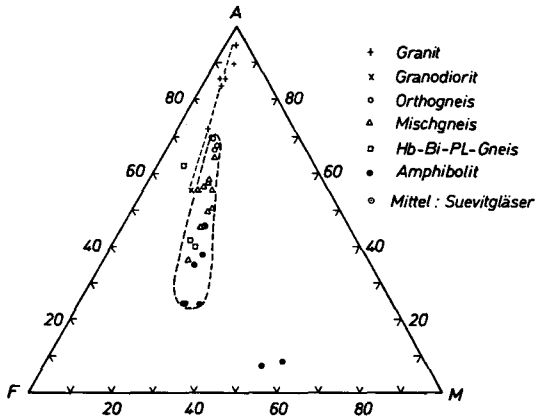


Abb. 1. AFM-Diagramm der metamorphen und magmatischen Gesteine.
AFM-diagram of the metamorphic and magmatic rocks.

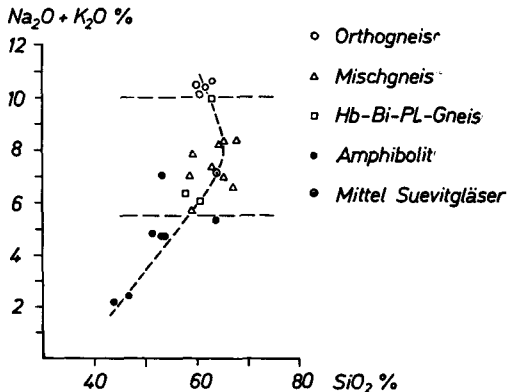


Abb. 2. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ Diagramm der metamorphen Gesteine.
 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} / \text{SiO}_2$ diagram of the metamorphic rocks.

Tiefe 710,7 m. Dieser Amphibolit steht in Wechsellagerung mit Orthogneis und führt zahlreiche Plagioklas-Porphyroblasten.

Aus den chemischen Analysen ergibt sich, daß die Mischgneise den gesamten Bereich von basisch bis sauer überspannen und eine Mittelstellung zwischen den Amphiboliten und Orthogneisen einnehmen. Dadurch wird der petrographische Befund einer kontinuierlichen Variation im Mineralbestand der Mischgneise zwischen diesen beiden Endgliedern bestätigt. Die Mischgneise sind vor allem charakterisiert durch das gemeinsame Auftreten von Hornblende und Kalifeldspat in der Paragenese. Auch die Anorthitgehalte der Plagioklase (berechnet nach RITTMANN-Norm, 1973) unterstreichen die Mittelstellung der Mischgneise; sie nehmen von den Amphiboliten über die Hb-Bi-Pl- und Mischgneise zu den Orthogneisen deutlich ab:

Amphibolite:	31 — 46 — 82 ‰ An
Hb-Bi-Pl-Gneise:	30 — 32 — 77 ‰ An
Mischgneise:	18 — 26 — 41 ‰ An
Orthogneise:	16 — 20 — 21 ‰ An

Die Befunde über die chemische Zusammensetzung und den Mineralbestand der Mischgneise können erklärt werden durch die Ausbildung eines Mischverbandes zwischen den Amphiboliten bzw. Hb-Bi-Pl-Gneisen und alten, prävaristischen Graniten, den jetzigen Orthogneisen. Von diesen assyntischen Graniten erfolgte eine Kali- und Kieselsäurezufuhr in die angrenzenden Gesteine, die zu einer metasomatischen Kalifeldspatisierung führte. Bei den hier abgekürzt „Mischgneise“ genannten Gesteinen handelt es sich demnach um Kalifeldspatmetablastite nach Amphiboliten bzw. Hb-Bi-Pl-Gneisen. Schon STETTNER (1974) stellte fest, daß in den Gneisen unter 676 m, außerhalb der Amphibolitfolge, die Kristallisationsphase Kalifeldspat-betont ist.

Der assyntische Granit führte auch im Ultrabasit der Bohrung zu metasomatischen Veränderungen. Der mittlere der drei Ultrabasitkörper (795,0—801,4 m) wird unmittelbar unterlagert von Orthogneis. Eine Probe des Ultrabasits von 799 m enthält schlierig verteilt Kalifeldspat-Porphyroblasten und -Linsen, wobei der Kalifeldspatgehalt des Gesteins ca. 30 ‰ erreicht. Diese Kalifeldspatisierung des Ultrabasits kann ebenfalls auf den assyntischen Granit bezogen werden.

Auch in den ausgeworfenen kristallinen Trümmermassen an der heutigen Riesoberfläche kommen Misch- und Orthogneise vor, die den Gesteinen der Bohrung in allen Eigenschaften entsprechen. Sie finden sich dort ausschließlich im West- und Südwest-Ries, d. h. in dem Sektor des Kraters, in dem auch die Bohrung niedergebracht wurde (MATZKE 1967, GRAUP 1975).

Analoge Erscheinungen der Bildung eines Mischverbandes zwischen Paragesteinen und prävaristischen, jetzt metamorphen Granitintrusionen wurden von G. REIN (1952) aus dem mittleren Schwarzwald beschrieben.

3. Varistische magmatische Gesteine

Das metamorphe Grundgebirge der Bohrung wird mehrfach von Gängen magmatischer Gesteine durchsetzt, die sicherlich der varistischen Intrusionsabfolge angehören. Es handelt sich um granodioritische und granitische Tiefengesteine und deren Gangfolge. Die Gänge dieser Gesteine erreichen meistens nur eine Mächtigkeit von einigen Dezimetern bis Metern.

Granodiorite treten im Bohrprofil an drei Stellen auf: von 675,8—681,5 m, 917,7—923,8 m und 1077,2—1082,4 m. Sie sind gekennzeichnet durch ein Fließgefüge von hypidiomorphen Plagioklasleisten in einer feinkörnigen, granoblastischen Matrix. Neben Quarz, Plagioklas (Anorthitgehalt 31 ‰), Kalifeldspat und Biotit führt nur der oberste Granodiorit auch Hornblende. Bemerkenswert ist der Reichtum dieser Gesteine an Titanit und Apatit (nadelig, Länge : Breite = max. 64 : 1). Der Granodiorit von 1079 m zeigt in seinem Gefüge Übergänge zu Titanitflektengesteinen.

Die Granite sind die häufigsten magmatischen Gesteine im Profil der Bohrung. Nach dem Glimmergehalt können drei Varietäten unterschieden werden: Biotitgranite, biotitarmer Granite

(bis Aplite) und Zweiglimmergranite. Letztere kommen von 538,8 bis 542,3 m und von 762,4 bis 775,1 m vor und enthalten infolge einer Contamination des Magmas pinitisierten Cordierit.

Neben den schon aus den kristallinen Trümmern gewonnenen Beweisen für die magmatische Bildung der varistischen Riesgranite aus wahrscheinlich anatektischen Schmelzen (GRAUP 1975) — entgegen der Deutung ACKERMANN's (1958) einer Granitisierung der Gneise — bieten die Granite der Bohrung weitere Beweise für ihre magmatische Entstehung. Zwischen 603 und 604 m enthält der Biotitgranit und zwischen 676 und 678 m auch der Granodiorit Schollen von Amphibolit (vgl. BAUBERGER et al., Beilage 1, 1974). Außerdem führen jener Biotitgranit und der tiefere der beiden Zweiglimmergranite idiomorphe Quarz-Dihexaeder, die eine Bildungstemperatur der Granite von mehr als 573° C belegen. In der Abb. 1 liegen die Analysenwerte des Granodiorits und der verschiedenen Granite entlang einer Geraden. Dieser Sachverhalt spricht für eine Herkunft dieser Gesteine aus einem gemeinsamen Magma und für eine Differentiation der Schmelze.

In der Bohrung kommen an diaschisten Ganggesteinen neben Apliten und Pegmatiten außerdem Hornblende-Fleckenkersantite vor (510,4 m, 657,4 m, 1104,5 m). Die Kersantit-Gänge sitzen teils im Granit, teils im Gneis (1104,5 m) auf und sind ca. 5—40 cm mächtig. Die graue, feinkörnige Matrix dieser Gesteine ist gesprenkelt mit dunkelgrünen bis schwarzen, häufig längsgestreckten und parallel orientierten Hornblende-Flecken. Die Kersantite führen als Hauptgemengteile Quarz, Plagioklas, Kalifeldspat, Biotit, Hornblende sowie Klinopyroxen und sind besonders reich an Titanit und Apatit.

4. Hydrothermale Kluffüllungen

Die Klüfte und feinen Risse in den kristallinen Gesteinen der Bohrung sind häufig mit Mineralen ausgefüllt, deren Bildung teils auf die hydrothermale Nachphase der varistischen Granite, teils auf postriesische Einflüsse zurückzuführen ist. Ihr prä- oder postriesisches Alter kann nur manchmal sicher bestimmt werden. Folgende Minerale kommen als Kluffüllungen vor: Calcit, Klinozoisit, Epidot, Quarz, Zeolithe, Erz, Fluorit, Baryt und Titanit. Mächtigere Gangfüllungen von etwa 5—40 cm Dicke werden nur von Fluorit und Baryt gebildet (884,5 m, 952,8 m, 1014,6 bis 1015,0 m). Am seltensten ist Titanit; seine Kluffüllungen sind auf die Amphibolite und Hb-Bi-Pl-Gneise beschränkt.

Ein sicheres postriesisches Alter kann für die sekundäre Ausfüllung von planaren Elementen im Quarz mit Chlorit angegeben werden. Bemerkenswert ist auch, daß die Zeolith-Kluffüllungen keinerlei Anzeichen einer mechanischen oder plastischen Deformation aufweisen. Etwas häufiger sind Hinweise auf präriesisches Alter. So zeigt z. B. der Baryt aus den Gängen charakteristische, durch die Stoßwelle verursachte planare Elemente und Knickbänder; letztere kommen auch in Klinozoisit vor (s. ENGELHARDT und GRAUP, ds. Bd.). Im Ultrabazit von 834 m und im Hb-Bi-Pl-Gneis von 1001 m sind die Biotite manchmal von breiten Calcit-Bändern parallel zur Basis durchzogen. Die Knickbänder des Biotits setzen sich auch durch die Calcit-Zwischenlagen fort und sprechen damit für ein präriesisches Alter dieser Calcit-Ausfüllungen.

5. Gesteinszerrüttung und Diaphthorese

Die in den kristallinen Gesteinen der Bohrung makro- und mikroskopisch sichtbaren Bruchdeformationen und die dadurch begünstigte Gesteinsumwandlung (vor allem Sericitisierung und Chloritisierung) können entweder durch die Tektonik oder durch den Impakt verursacht sein. Aus den Beobachtungen über sichere Impaktdeformationen, mechanische Gesteinszerrüttung und Diaphthorese lassen sich Anhaltspunkte gewinnen über das prä- oder postriesische Alter der beiden letzteren Vorgänge.

Die Beilage 1 in v. ENGELHARDT und GRAUP (ds. Bd.) zeigt in zwei Kurven die zugehörigen Werte von Zerrüttungsgrad und Gesteinszersetzung der jeweiligen Proben. Der Zerrüttungsgrad (1—5) wurde in Anlehnung an BAUBERGER et al. (1974) nach mikroskopischen und makroskopischen Beobachtungen (an den durchgesägten Kernen) bestimmt. In der Kurve des Zerrüttungsgrades ist auch die Lage der Riesbreccien mit einer eigenen Signatur gekennzeichnet. Diese Breccien können auf Relativbewegungen bei der Kraterbildung zurückgeführt werden; ihr Gefüge ist völlig zerstört und sie bestehen nur aus Bruchstücken der Gesteine, in denen sie vorkommen. Die Gesteinszersetzung wurde nach mikroskopischen Befunden in 4 Grade unterteilt von ganz frischen (1) bis zu völlig zersetzten Gesteinen (4).

Die Kurven des Zerrüttungsgrades und der Gesteinszersetzung laufen, mit Ausnahme der Breccien-Bereiche, praktisch parallel. Einem hohen Zerrüttungsgrad entspricht eine starke Gesteinszersetzung und je schwächer die Zerrüttung ist, desto frischer sind die Gesteine geblieben. In diesen Gesteinen ist das Gefüge noch vollständig erhalten, welches nur von Rissen durchzogen wird. Der stark schwankende Verlauf des Zerrüttungsgrades entspricht eher dem Bild einer tektonischen Deformation als einer Stoßwellendeformation, deren Stärke mit der Tiefe deutlich abnimmt. In diesem Zusammenhang sind die makroskopischen Beobachtungen von R. HÜTTNER (ds. Bd.) über das Vorkommen von shatter-cone-artigen Strukturen, die durch den Impakt entstanden, besonders wichtig. Zwischen dem Zerrüttungsgrad und der Ausbildung der shatter cones besteht nach HÜTTNER eine umgekehrte Korrelation, d. h. je stärker die Gesteine zerrüttet sind, desto weniger shatter cones kommen vor. Daraus kann geschlossen werden, daß die Brüche schon vor dem Impakt angelegt waren und durch die Tektonik entstanden sind. Das bedeutet auch, daß die Diaphthorose der Gesteine, die mit dem Grad der Zerrüttung einher geht, ebenfalls präriesisch ist.

Zu demselben Ergebnis gelangt man durch die Befunde über die Riesbreccien. Hier gehen Zerrüttungsgrad und Gesteinszersetzung nicht mehr Hand in Hand. Nimmt man an, die Gesteinszersetzung wäre postriesisch, so müßten gerade die durch den Impakt brecciierten Gesteine völlig zersetzt sein, da sie die weitaus größte Porosität besitzen. Daß dieses nicht der Fall ist, bedeutet, daß von der Brecciiierung gleichermaßen schon zersetzte und noch frische Gesteine erfaßt wurden, daß also die Gesteinszersetzung präriesisch ist. Auf Grund der Abhängigkeit der Gesteinszersetzung von der Zerrüttung kann daher auf ein präriesisches Alter beider Vorgänge geschlossen werden.

Weitere Befunde unterstützen diese Ansicht. Manche Proben aus Tiefen über 670 m, die der Stufe I der Stoßwellenmetamorphose angehören, weisen einen sehr niedrigen Zerrüttungsgrad und kaum Anzeichen einer Kataklyse auf. Dieser Befund spricht gegen die Stoßwellendeformation als Ursache der Brüche. Entsprechend zeigt auch der mikroskopisch bestimmte Bruchindex keinen regelmäßigen Verlauf (s. v. ENGELHARDT und GRAUP, Tab. 4, ds. Bd.), während die sicheren Stoßwellendeformationen wie z. B. planare Elemente in Quarz und Hornblende sowie Knickbänder im Biotit mit der Tiefe abnehmen.

In den kristallinen Trümmern an der Riesoberfläche findet man gleichzeitig ganz frische und sehr stark zersetzte Gesteine. Die sekundäre Umwandlung kann deshalb nicht nur postriesisch sein, sondern ein großer Teil der Mineralneubildungen muß bereits präriesisch erfolgt sein (GRAUP 1975).

6. Vergleich mit den kristallinen Trümmernmassen an der Oberfläche

Zwischen den kristallinen Trümmernmassen an der heutigen Riesoberfläche und dem Kristallin der Bohrung besteht ein deutlicher Unterschied in den Mengenanteilen der metamorphen und magmatischen Gesteine: in der Bohrung überwiegen die metamorphen Gesteine mit 92 %, in den Auswurfmassen dagegen die magmatischen Gesteine, besonders Granite (ca. 79 %), mit 82 % (GRAUP 1975). Neben anderen Befunden spricht diese Umkehrung des Mengenverhältnisses dafür, daß die Granite oberflächennähere Gesteine darstellen und wahrscheinlich als flache Platten das metamorphe Grundgebirge überlagerten (GRAUP 1975), wie es auch im ostbayerischen Moldanubikum der Fall ist.

In seinem Gesteinsbestand fügt sich das Kristallin der Bohrung jedoch sehr gut in den Verteilungsplan des Kristallins an der Oberfläche ein. Es kommen hauptsächlich solche Gesteinsarten vor, welche für die kristallinen Trümmernmassen dieses Kratersektors typisch sind. Die Amphibolite und Orthogneise haben ihre Hauptverbreitung im Südwest-Ries (Vorkommen auch im West-Ries) und die genetisch damit verknüpften Mischgneise finden sich ausschließlich im Südwest- und West-Ries. Unter den magmatischen Gesteinen sind für diese Region der cordieritführende Zweiglimmergranit und der Hb-Fleckenkersantit besonders typisch. Ersterer kommt nur im Nordwest-Ries vor, letzterer nur in der westlichen Rieshälfte.

Auch im negativen Sinn entsprechen die metamorphen Gesteine der Bohrung dem Verteilungsplan. Im Kristallin an der Oberfläche sind granatführende Bi-Pl- und Cord-Sill-Gneise nicht gerade selten; ihre Hauptvorkommen liegen im Nordwest-Ries im Gebiet Maihingen-Marktoffingen-Minderoffingen. In den Metamorphiten der Bohrung ist jedoch Granat sehr selten und Cordierit sowie Sillimanit kommen überhaupt nicht vor. Nicht einmal der Suevit enthält nach STÖFFLER (pers. Mitteilung) die beiden Minerale Sillimanit und Cordierit. Die Erklärung für das Vorhandensein bzw. Nichtvorhandensein bestimmter metamorpher Gesteine bietet die im metamorphen Grundgebirge des Ries nachgewiesene NE-Tektonik (GRAUP 1975): Der Bohrpunkt liegt auf der Fortsetzung des Streichens der Amphibolite, Misch- und Orthogneise, während die weiter nordwestlich vorkommenden Cord-Sill-Gneise im Streichen an der Bohrung vorbeiziehen.

7. Zum Ursprung der Suevitgläser

In Abb. 1 und 2 ist die mittlere Zusammensetzung der Suevitgläser aus Oberflächenaufschlüssen dargestellt (nach 58 Mikrosondenanalysen von STÄHLE; v. ENGELHARDT 1972). Der Chemismus der Gläser entspricht gut der Zusammensetzung der Mischgneise. In Übereinstimmung mit Prof. v. ENGELHARDT wird daher angenommen, daß die Suevitgläser wahrscheinlich nicht, wie früher vermutet (v. ENGELHARDT 1972) aus einer Mischung von Granit und Amphibolit, sondern aus der Aufschmelzung eines Mischgneiskomplexes hervorgingen. Ungeklärt bleibt die angesichts der Variabilität der Mischgneise überraschend große chemische Homogenität der Gläser verschiedener Suevitvorkommen.

D a n k s a g u n g. Herrn Prof. Dr. H. FRIEDRICHSEN danke ich für die Anfertigung von 24 chemischen Gesteinsanalysen im Geochemischen Zentrallabor des Fachbereichs Erdwissenschaften der Universität Tübingen. Mein Dank gilt auch den Herren Dr. P. RICHTER und Dr. G. STETTNER für die Überlassung von 9 Gesteinsanalysen. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Unterstützung der Arbeit gedankt.

8. Literatur

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — *Geol. J.*, **75**, S. 135—182, 37 Abb., Hannover 1958.
- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. u. G. STETTNER: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, 1 Beilage, München 1974.
- DRESSLER, B., GRAUP, G. u. K. MATZKE: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 201—228, München 1969.
- ENGELHARDT, W. v.: Shock Produced Glasses from the Ries Crater. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **36**, S. 265—292, Berlin 1972.
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. Petrographische Zusammensetzung und Auswurfmechanismus der kristallinen Trümmernmassen, Struktur des kristallinen Untergrundes und Beziehungen zum Moldanubikum. — Diss. Univ. Tübingen, 176 S., Tübingen 1975.
- HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- MATTHES, S., RICHTER, P. und G. STETTNER: Petrographische und geochemische Untersuchung ultramafischer und mafischer Einschaltungen im Profil der Forschungsbohrung Nördlingen. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- MATZKE, K.: Petrographische Untersuchungen des kristallinen Grundgebirges im westlichen Ries und Vorries. (Die Blätter Unterschneidheim 7028, Nördlingen 7128, Neresheim 7228, Bissingen 7229 — S-Hälfte, Höchstädt 7329.) — Unveröff. Dipl.-Arbeit, Universität München, 62 S., München 1967.
- MIYASHIRO, A.: Metamorphism and Metamorphic Belts. — George Allen and Unwin Ltd., 492 S., London 1973.
- REIN, G.: Der Werdegang des Orthits in der magmatischen und metamorphen Abfolge des mittleren Schwarzwaldes. — *N. Jb. Mineral. Abh.*, **84** (3), S. 365—435, Stuttgart 1952.
- RITTMANN, A.: Stable Mineral Assemblages of Igneous Rocks. — 262 S., Heidelberg (Springer) 1973.
- SPRY, A.: Metamorphic Textures. — 350 S., Oxford (Pergamon Press) 1969.
- STÄHLE, V.: Gläser aus dem Suevit des Nördlinger Ries: Petrographische Untersuchungen und chemische Analysen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde. — Diss. Univ. Tübingen, 61 S., Tübingen 1972.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, München 1974.

Table 1: Chemische Zusammensetzung von 28 Proben metamorpher und magmatischer Gesteine aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973.
 Chemical composition of 28 samples of metamorphic and magmatic rocks from the research drilling Nördlingen 1973.

GESTEIN	AMPHIBOLITE				Hb-Bi-Pl-GNEISE				MISCHGNEISE							
	582.6	593.0	625.3	644.1	686.6	710.7	711.9	1001.5	1040.4	1040.4	702.9	705.3	926.5	954.5	971.0	
SiO ₂	51.35	46.66	53.70	63.67	43.86	53.22	57.50	62.88	60.82	60.88	58.50	59.20	65.32	67.80	67.10	
TiO ₂	0.99	1.04	0.69	0.54	1.44	1.25	0.88	1.07	0.98	0.98	0.91	0.86	0.43	0.35	0.46	
Al ₂ O ₃	16.43	10.01	17.18	15.30	11.14	18.75	17.90	16.53	17.85	18.04	18.00	17.70	15.83	15.10	15.20	
Fe ₂ O ₃	3.96	3.39	4.43	4.46	3.43	2.75	1.70	3.62	1.80	1.83	1.50	0.90	1.07	0.60	1.20	
FeO	5.46	6.41	5.32	5.29	3.10	8.62	4.70	1.38	4.03	4.00	4.10	3.80	2.88	2.40	2.30	
MnO	0.24	0.31	0.24	0.24	0.14	0.26	0.10	0.03	0.11	0.11	0.07	0.07	0.08	0.05	0.05	
MgO	5.94	16.33	4.94	4.86	3.26	4.53	3.32	1.03	2.65	2.70	3.00	2.96	1.66	1.67	1.64	
CaO	8.18	10.75	7.70	5.57	9.00	5.81	4.28	2.35	4.06	3.96	3.77	3.72	3.40	1.58	2.86	
Na ₂ O	3.95	1.60	3.55	4.50	0.60	4.30	3.91	0.70	3.65	3.60	4.31	4.77	2.90	3.27	3.46	
K ₂ O	0.89	0.83	1.21	0.84	1.60	2.75	2.43	9.18	2.45	2.41	2.76	3.09	4.09	5.07	3.10	
P ₂ O ₅	0.01	0.03	0.20	0.20	0.38	0.23	0.18	0.28	0.31	0.31	0.27	0.23	0.57	0.03	0.08	
H ₂ O+	1.60	2.81	1.34	1.39	1.10	2.42	2.93	2.22	2.30	2.35	2.39	2.43	1.41	1.39	1.37	
CO ₂	0.35	0.93	0.44	0.39	0.58	0.34	0.82	0.14	0.54	0.49	0.10	0.20	1.21	0.34	0.61	
SUMME	98.41	98.60	100.94	100.85	99.77	101.38	100.16	100.65	101.41	101.55	99.68	99.93	100.85	99.65	99.63	
Sr (ppm)			330	310	110		442	140	590	600	680	532	330	446	486	
GESTEIN	MISCHGNEISE				ORTHOGNEISE				GRANO DIORIT				GRANITE			
	1089.1	1201.5	1202.9	1202.9	1205.5	714.4	714.9	961.2	961.4	1079.9	509.6	540.5	540.5	723.2	763.9	890.5
SiO ₂	63.31	59.09	65.10	64.83	47.10	60.47	61.90	60.01	63.20	62.54	70.76	71.71	72.13	75.20	71.74	71.80
TiO ₂	1.00	0.98	0.56	0.54	0.47	0.94	1.01	0.97	0.87	0.93	0.35	0.11	0.13	0.13	0.11	0.05
Al ₂ O ₃	16.53	17.85	16.62	16.53	16.33	17.93	16.70	17.00	16.20	16.62	15.67	15.37	15.37	13.30	15.58	12.70
Fe ₂ O ₃	0.98	1.81	1.35	1.24	1.47	0.97	1.00	0.72	1.10	1.29	1.08	0.34	0.34	0.10	0.19	0.20
FeO	2.72	5.01	2.60	2.59	3.33	2.18	2.50	2.43	2.20	2.96	1.34	0.81	0.81	0.40	1.06	0.10
MnO	0.08	0.16	0.08	0.08	0.16	0.05	0.03	0.05	0.03	0.07	0.04	0.03	0.03	0.01	0.03	0.01
MgO	2.22	3.20	2.06	2.04	2.82	1.72	1.81	1.44	1.46	1.54	0.85	0.45	0.38	0.44	0.50	0.28
CaO	2.63	4.87	2.80	2.73	9.37	2.52	2.28	3.08	1.88	3.68	1.40	0.97	0.80	1.06	1.05	2.02
Na ₂ O	2.90	3.35	3.85	3.85	4.05	3.95	3.93	2.80	3.27	3.70	3.30	3.65	3.45	4.28	4.15	2.01
K ₂ O	4.39	2.35	4.43	4.37	3.53	6.15	6.42	7.65	7.33	3.49	5.12	5.84	5.66	3.82	4.98	8.31
P ₂ O ₅	0.20	0.29	0.38	0.38	0.24	0.34	0.44	0.31	0.37	0.40	0.10	0.24	0.24	0.01	0.05	0.01
H ₂ O+	1.88	1.91	1.77	1.77	5.65	1.43	1.63	1.35	1.41	3.15	1.02	0.62	0.60	0.68	0.96	0.56
CO ₂	0.70	0.12	0.11	0.11	1.19	0.45	0.43	1.41	0.54	0.31	0.32	0.27	0.29	0.57	0.27	1.49
SUMME	97.88	100.99	107.71	101.06	95.71	97.77	100.88	97.99	99.86	100.68	101.35	100.41	100.23	100.00	99.78	99.54
Sr (ppm)		570	430	420	670	516	442	442	590	380	180	180	242	226		

Petrographische und geochemische Untersuchung ultramafischer und mafischer Einschaltungen im Profil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

VON SIEGFRIED MATTHES, PETER RICHTER und GERHARD STETTNER

Mit 12 Abbildungen und 1 Beilage (= Tab. 1—6)

Kurzfassung

Aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 wurden ultramafische und mafische Körper untersucht. Diese sind zwischen 727 und 836 m Biotit-(Hornblende)-Plagioklas-Gneisen eingelagert (Profil Abb. 1). Daneben wurden amphibolitische Gesteine aus der zwischen 602 und 676 m durchteuften Amphibolit-Hornblendebändergneis-Folge untersucht.

Die Modalzusammensetzung des ultramafischen Gesteins schwankt in folgenden Grenzen: Olivinseudomorphosen 31—41, Orthopyroxenpseudomorphosen 6—21, Hornblende 29—40, Phlogopit 9—29, Apatit bis 0,5 und Mg-Chlorit bis 2 Vol. %. Bei Hornblende I handelt es sich nach dem Nomenklaturvorschlag von DEER et al. (1962) um eine gemeine Hornblende mit starker Tendenz zu tschermakitischer bzw. hastingsitischer Hornblende (Abb. 4), Chemismus des Phlogopits siehe Tab. 2 (auf Beil. 1).

Das ultramafische Gestein wäre bei magmatischer Zuordnung nach dem Vorschlag der Subcommission on Systematics of Igneous Rocks der IUGS als Phlogopit-Pyroxen-Olivin-Hornblendit bzw. Phlogopit-Pyroxen-Hornblende-Peridotit zu klassifizieren (Abb. 5). Petrographische Vergleiche zu ähnlichen ultramafischen Gesteinen aus dem Schrifttum werden angestellt.

Mit dem ultramafischen Gestein kommen mafische Gesteinstypen vor, so Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen- und Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse wie amphibolitische Gesteine aus einer Hornblendegneis-Folge. Ihre Modalzusammensetzungen schwanken merklich (Tab. 3 u. 4).

Die selektive Auswahl der Proben deutet auf lokal sehr unterschiedliche mechanische Beanspruchung hin. Es fehlen sichere Unterscheidungsmerkmale der beobachteten kataklastischen Erscheinungen zu den Auswirkungen tektonischer Vorgänge. In Analogie zum Gesamtbefund der Bohrung ordnen wir die hochgradige Kataklaste mit ‚planaren Elementen‘ (im Sinne von v. ENGELHARDT et al. 1969, D. STÖFFLER 1972), ‚Knickbändern‘ in Phlogopit und Biotit und das Auftreten ‚diaplektischer Kristalle‘ bzw. ‚diaplektischer Gläser‘ (im Sinne von v. ENGELHARDT et al. 1967) der Stoßwellenbeeinflussung des Ries-Ereignisses zu.

Von 9 ultramafischen Gesteinen, 10 Biotit-Plagioklas-Pyroxen/Hornblende-Felsen und 10 Amphiboliten wurden neben dem Hauptchemismus die Spurenelemente V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr und Ba bestimmt. Der Chemismus der ultramafischen Gesteine entspricht weitgehend ‚Phlogopit-verdünnten‘ Peridotiten und ähnelt zugleich Hösbachiten und Schriesheimiten. Die 10 Biotit-Plagioklas-Pyroxen/Hornblende-Felse nehmen zwischen den ultramafischen Gesteinen und den Amphiboliten eine Mittelstellung sein, wobei der Hauptchemismus stärkere Tendenzen

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. SIEGFRIED MATTHES und Dr. PETER RICHTER, Mineralogisches Institut der Universität, 87 Würzburg, Am Hubland; Dr. GERHARD STETTNER, Bayerisches Geologisches Landesamt, 8 München 22, Prinzregentenstraße 28.

zu den Amphiboliten, der der Spurenelemente zu den ultramafischen Gesteinen aufweist, Übergänge fehlen. Die Amphibolite sind bei vergleichsweise hohen SiO_2 -Gehalten relativ arm an TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , V, Cr, Ni, Cu und Zn. Eine paragneise Ableitung wäre denkbar, jedoch widerspricht dieser die geologische Korrelation.

Die geologische Korrelation der zwischen 602 und 1144 m durchbohrten Gneis-Metabasit-Folge zieht Parallelen zu einer gleichen Folge in der westlichen Böhmisches Masse (Oberpfälzer Wald), die wiederum als stratigraphisches Äquivalent der oberproterozoischen Spilitserie betrachtet wird. Assyntische (cadomische) Faltung und moldanubische Überprägung sind für den petrotektonischen Habitus dieser Folge verantwortlich. Primäre und tektonische Einschaltungen ultramafischer Gesteine sind im Präkambrium der westlichen Böhmisches Masse nicht selten. Doch heben sich die hier beschriebenen Gesteine durch ihren Mineralbestand und vor allem durch ihre Verknüpfung mit zwei Typen von mafischen Gesteinen ab. Letztere können nach geochemischen Merkmalen als metasomatisch verändertes ultramafisches Gestein gedeutet werden. Der stoffliche Umbau hat vor der (wahrscheinlich moldanubischen) tektonischen Platznahme, d. h. außerhalb des jetzigen Gesteinsverbandes stattgefunden.

Summary

Ultramafic and connected mafic rocks are tectonic intercalations in the gneisses of the Ries crystalline basement (727—836 m of the bore-hole Nördlingen 1973). Investigations also concerned some amphibolitic rocks from an upper series of amphibolite — hornblende banded gneisses (602—676 m). — see Fig. 1.

The modal composition of the present ultramafic rocks varies between the following values: Olivin pseudomorphoses 31—41 vol.-%, orthopyroxene pseudomorphoses 6—21, hornblende I+II 29—40, phlogopite 9—29, apatite —0,5, and Mg-chlorite up to 2 vol.-%. According to nomenclature proposal of DEER et al. (1962), hornblende I is a common hornblende with strong tendency to tschermakitic or hastingsitic hornblende (Abb. 4); chemism of the phlogopite — see tab. 2.

According to the proposal of the Subcommittee on Systematics of Igneous Rocks of the IUGS, the ultramafic rock would be classified as a 'phlogopite-pyroxene-olivine hornblendite' respectively 'phlogopite-pyroxene-hornblende peridotite' in the case of its magmatic genesis (Fig. 5). Petrographic comparisons to similar ultramafic rock are discussed on the base of existing literature.

Mafic rocks, as biotite-plagioclase-clinopyroxene and biotite-plagioclase-hornblende rocks are connected with the ultramafic rocks. Their modal mineral composition varies in a relatively wide range (tab. 3). This is also due to amphibolitic rocks (tab. 4). The samples show a very different mechanical destruction of the rocks.

In all cases a distinction between impact and tectonic structures is not possible. But, analogous to the investigations at all, high grade cataclasis with 'planare elements' (in the sense of v. ENGELHARDT et al. 1969, D. STÖFFLER 1972), 'knickbands' in phlogopite and biotite, and the occurrence of 'diaplectic crystals' or 'diaplectic glasses' (in the sense of v. ENGELHARDT et al. 1967) are associated to the Ries impact.

9 ultramafic, 10 mafic and 10 amphibolitic rock specimens have been analyzed for the mayor and minor elements, as well as for the trace elements V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr, and Ba. The ultramafic rock type investigated corresponds very well to 'phlogopite-rarefied' peridotites in its chemical composition, and is similar thus to hösbachite and schriesheimite composition. The 10 biotite-plagioclase-pyroxene/hornblende rocks may have an intermediate position between ultramafic rocks and amphibolites. Their main chemism shows a tendency to the amphibolites, their trace elements to the ultramafic rocks. There are no transitions between these rock types. The amphibolite investigated have comparative high rates of SiO_2 , but they are relative poor in TiO_2 , Fe_2O_3 , P_2O_5 , V, Cr, Ni, Cu, and Zn. For the amphibolite both a sedimentary or a magmatic derivation could be discussed. But regarding to the possibility of migration of geochemical components during metamorphism (in two times), and according to geological correlation, former basaltic rocks and their tuffs are to be assumed. The geological correlation of the Ries crystalline basement, given in the bore Nördlingen 1973 notes a corresponding formation

in the western part of the Bohemian Massif (Oberpfälzer Wald in northeastern Bavaria). This formation is regarded to represent a rather metamorphous state of the Spilitic Group (Upper Proterozoic). Assyntian (Cadomian) and the following Moldanubian tectogenesis led to the present rock habit.

In the western part of the Bohemian Massif magmatic and tectonic intercalations of ultramafic rocks are not rare. But rocks, as investigated here, differ from all those.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	233
2. Die ultramafisch-mafischen Körper	233
2.1. Die ultramafischen Gesteine	235
Megaskopische Charakterisierung	235
Mikroskopische Physiographie	235
Chemismus von Hornblende und Phlogopit	238
Systematische Zuordnung	239
2.2. Die mafischen Gesteinsbereiche im Verband der ultramafischen Körper	240
Megaskopische Charakterisierung	240
Mikroskopische Physiographie	241
a) Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felse	241
b) Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse	242
3. Die Amphibolite der Amphibolit-Hornblendebändergneis-Folge	243
Mikroskopische Physiographie	243
4. Zur Stoßwellenbeeinflussung	244
5. Geochemische Untersuchungen	246
5.1. Geochemie der ultramafischen Gesteine	247
5.2. Geochemie der Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felse und der Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse	249
5.3. Geochemie der Amphibolite	250
6. Geologische Korrelation und Fragen der Gesteinsgenese	251
7. Literatur	252

1. Einleitung

Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973 hat im Liegenden der suevitischen Trümmermassen, von 602 m bis zur Endteufe bei 1206 m, kristallines Grundgebirge erschlossen, zumeist metamorphe Gesteine (vgl. BAUBERGER et al. 1974, G. STETTNER 1974). Die vorliegende Untersuchung gilt vor allem ultramafisch-mafischen Körpern, welche zwischen 727 und 836 m den Biotit-(Hornblende-)Plagioklasgneisen eingelagert sind (siehe Profil Abb. 1). Daneben wurden amphibolitische Gesteine aus der zwischen 602 und 676 m durchteuften Amphibolit-Hornblendebändergneis-Folge untersucht.

2. Die ultramafisch-mafischen Körper

Bei der megaskopischen Aufnahme der Kerne (BAUBERGER et al. 1974) war innerhalb der drei dort als Ultrabasite angesprochenen Körper eine weitere Untergliederung in ultramafische Restbestände und mafische Umwandlungsprodukte unterblieben. Es wurden lediglich die megaskopisch deutlichen Zonen stärkerer

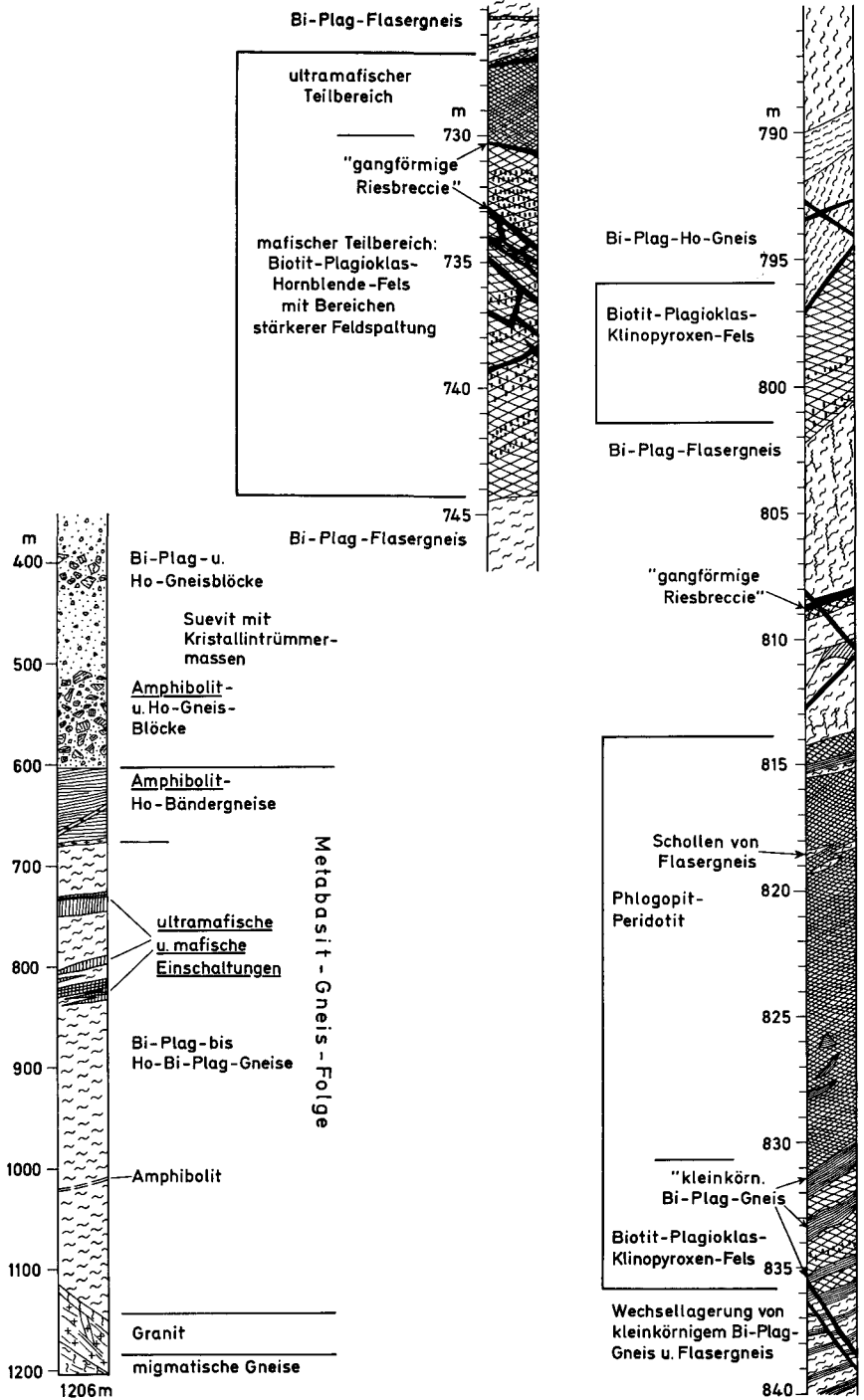


Abb. 1. Lage der untersuchten Kernabschnitte in der Bohrung Nördlingen 1973 und ihre petrographische Differenzierung.

Situation of cores investigated in the bore-hole Nördlingen 1973, and their petrographic differentiation.

Feldspatisierung herausgehoben. G. STETTNER (1974) wies auf die verbreitete Amphibolisierung, Biotitbildung und unterschiedlich starke Feldspatisierung hin. Die eingehende Untersuchung erfaßt nun die Differenzierung in ihren qualitativen und quantitativen petrographischen sowie geochemischen Beziehungen. Aus der räumlichen Verteilung der untersuchten Proben geht hervor, daß im unteren der drei Körper der ultramafische Teil überwiegt, im oberen Körper dagegen die mafischen Gesteine. Der kleinere mittlere Körper enthält anscheinend keine ultramafischen Partien mehr. Bei dieser quantitativen Charakterisierung (vgl. Abb. 1) ist zu berücksichtigen, daß Teile des Bohrgutes wegen starker Zerrüttung und Zerfall sowie wegen Zersetzungerscheinungen nicht näher untersucht wurden und gerade in diesen Abschnitten das megaskopische Erscheinungsbild beider Varietäten sehr ähnlich ist. Zerrüttung und Zertrümmerung durch das Ries-Ereignis bedingen auch die Schwierigkeit, das Kontaktverhältnis von ultramafischem und mafischem Gestein zu erfassen.

2.1. Die ultramafischen Gesteine (727,0-729,5 m, 815,3-830,5 m)

Megaskopische Charakterisierung

Das graugrüne Gestein ist fein- bis dichtkörnig, zeigt bronzegelben Glimmer und bronzegelbe Flecken nach umgewandeltem Olivin bzw. Bronzit (z. B. bei 728,3 m). Abweichend mehr grün aussehende Partien (bei 825,7 m) werden durch die anteilige, hier u. d. M. intensiver grün absorbierende Hornblende hervorgehoben. Häufig treten Zerrüttungerscheinungen unterschiedlichen Grades auf, die im wesentlichen aus Analogiegründen auf die Impakt-Einwirkung zurückgeführt werden. Die Zerrüttung äußert sich teils im fein- bis grobbrecciösen Gesteinsgefüge, teils in netzförmig- bis streifig verlaufenden Frakturen. Im besonders stark beeinträchtigten oberen Körper (zwischen 727,0 und 744,3 m) sind die starken Zerrüttungerscheinungen von Durchtrümmerung mit gangförmiger Riesbreccie (Fremdmaterial!) begleitet.

Mikroskopische Physiographie

Die durchteuften ultramafischen Gesteinsbereiche gehen auf etwa das gleiche magmatogene Edukt zurück, dessen Relikte bei Bohrmeter 728,3, 729,3—729,5 und 820,2—826,3 am besten erhalten sind.

Die Modalzusammensetzung schwankt innerhalb der folgenden Grenzen (Vol. %): Olivin 31—41, Orthopyroxen (Bronzit) 6—21, Hornblende 29—40, Phlogopit 9—29, Apatit bis 0,5 und Mg-Chlorit bis 2 Vol. % (Tab. 1).

Olivin bzw. Olivinpseudomorphosen treten in gedrungener bis rundlicher Gestalt (\varnothing 0,2—2,0 mm) zumeist als Einschluss in Orthopyroxen, in Hornblende und auch in Phlogopit (Abb. 2) auf (poikilitische Umschließungen). Vom Olivin selbst sind nur selten noch Reste erhalten (z. B. bei 826,3 m). Neben Umwandlung in Chrysotil sind die Olivine zumeist in ‚Villarsit‘ ähnliche Pseudomorphosen abgebaut. Die auffällig bronzegelben Aggregate bestehen aus Lizardit + Limonit und werden maschenförmig von einem Netzwerk aus Chrysotil + Magnetit durchsetzt. Stellenweise kommt eine Veränderung solcher Pseudomorphosen durch feinschuppigen Talk hinzu.

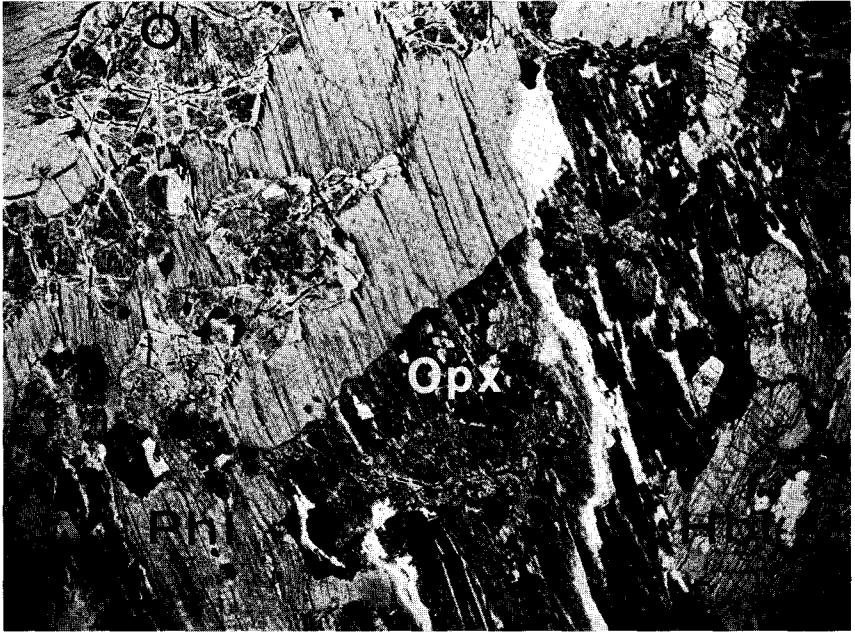


Abb. 2. Ultramafisches Gestein mit Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (Opx) und Olivin (Ol), letztere poikilitisch in Phlogopit (Phl), Hornblende I (Hbl.). Opx+Phl dominieren modal in der vorliegenden Partie. — Bohrkern 820,3 m der Bohrung Nördlingen 1973, Schl. Nr. M.I.W. 2550, Vergr. 24x.

Ultramafic rock with pseudomorphs after orthopyroxene ('Opx'), olivine ('Ol') poikilitic in phlogopite (Phl), and hornblende I (Hbl). 'Opx'+Phl have a modal surplus. — Drill core Nördlingen 1973, 820.3 m, sample no. M.I.W. 2550, 24x.

Die porphyrtartig herausragenden Pseudomorphosen nach Orthopyroxen (Abb. 2) (ϕ bis 8 mm), die ebenso bronzegelb absorbieren, bestehen aus Lizardit (?) + winzigen Abscheidungen von Limonit. Das optische Verhalten der einzelnen Pseudomorphosen mit \pm gerader Auslöschung bei +Nic. spricht für Orthopyroxen und nicht für Klinopyroxen. Die feine nachträgliche Infiltration von Talk ist hier wesentlich umfangreicher als bei den Olivin-Pseudomorphosen. Neben gelegentlichen Einwachsungen von Chlorit oder Calcit finden sich auch solche von Hornblende I (mit Säumen von Hornblende II), welche teils parallel c orientiert, teils ohne kristallographische Beziehungen erscheinen.

Neben Olivin dominiert die Hornblende I im Mineralbestand. Sie absorbiert blaß graugrün. Die Korngröße schwankt zwischen 0,2 und 8,0 mm. Argumente für eine primäre Stellung im Korngefüge werden in den poikilitischen Umwachsungen von Olivin-Pseudomorphosen gesehen sowie in den meist buchtenförmig-konkaven Korngrenzen gegen die Olivin- und Orthopyroxen-Pseudomorphosen. Andererseits sprechen die genannten Einwachsungen (Einsprossungen ?) in Orthopyroxen auch für eine zumindest schwach sukzessive Stellung der Hornblende I. An keiner Stelle gibt es Anzeichen dafür, daß Hornblende aus Klinopyroxen hervorgegangen sein könnte. Jünger ist eine tremolitische Hornblende II, ein hystero-gen gebildeter Umwandlungssaum, der nach außen in bartartig aufgelöste

Bereiche übergeht. Hornblende II ist u. d. M. farblos und besitzt mit $Z'/c \sim 12-14^\circ$ eine geringere Auslöschungsschiefe als Hornblende I mit $Z'/c \sim 21-23^\circ$.

Der blaß bräunlich absorbierende Phlogopit ($2 V_x = 2-4^\circ$) ist dem Korngefüge teils locker eingestreut, teils lokal massiert und umgreift dann oft in größeren Individuen andere Gemengteile mit buchtig einspringenden Korngrenzen. Niemals ist Phlogopit mit Hornblende parallel verwachsen. Die gedrungenen bis schwach gestreckten Schichtpakete messen zwischen 0,2 und 2,0 mm. Gegenüber Hornblende tritt Phlogopit modal häufig etwas zurück. Gelegentlich gegenüber Hornblende I zu beobachtende warzige Korrosionsgrenzen, auch isoliertes Aufsprossen in Hornblende I sprechen für eine abgesetzt sukzessive Bildung des Phlogopits. Durch schuppiges Einsprießen in Felder von Maschenserpentin (bei 728 m) kann die Phlogopitbildung weiter von einem primären Kristallisationsablauf abrücken. In diesem Zusammenhang sind auch die Parallel-Verwachsungen mit einem farblosen Mg-Chlorit bemerkenswert, welcher keineswegs als Abbauprodukt, sondern als eine autonome Mineralphase betrachtet werden muß (Abb. 3). Mg-Chlorit und gelegentlich auch Phlogopit werden von Büscheln und Nadeln der Hornblende II durchsetzt, womit im unmittelbar benachbarten Phlogopit meist eine Grünfärbung und Herabsetzung der Doppelbrechung einherging.

Apatit ist ein nie fehlender accessorischer Gemengteil bei relativ früher Abscheidung ($0, -0,7 \text{ mm } \phi$). An accessorischen Opakmineralen wurde Magnetit, Ilmenit, Chromit, Pyrit, Pyrrhotin und Chalcopyrit festgestellt.



Abb. 3. Parallelverwachsung von Phlogopit (hell) und Mg-Chlorit (dunkel) in ultramafischem Gestein. Bohrkern 826,3 m der Bohrung Nördlingen 1973, Schl. Nr. x429 (BGLA), Vergrößerung 250x.

Parallel growth of phlogopite (light) and Mg-chlorite (dark) within the ultramafic rock. — Drill core Nördlingen 1973, 826.3 m, sample no x429 BGLA, 250x.

In allen mikroskopisch untersuchten Proben konnten geringe bis starke kataklastische Beanspruchungen und Gefügezerrüttung auch dann festgestellt werden, wenn dies aus dem megaskopischen Befund nicht hervorging. Mosaikartige Zerlegung ist besonders bei großen, porphyrtartigen Orthopyroxenen und Hornblenden deutlich (z. B. bei 815,5 und 823,2 m). Anschließend kam es vom Intergranularraum ausgehend zu einer Ausbreitung von feinschuppigem Talk. Dabei wurden vorzugsweise die Pseudomorphosen nach Orthopyroxen und Olivin, aber auch die Hornblende durch Talk verdrängt. Die dazu nötige Mobilisation von SiO₂ und H₂O mag teilweise aus der unmittelbaren Umgebung der ultramafischen Körper stammen. Diese Metasomatose kann sowohl durch einen tektonisch aufgelösten Verformungsvorgang als auch durch das Impaktereignis erfolgt sein¹). Die Serpentinisierung von Olivin und Orthopyroxen und die randliche Umwandlung von Hornblende I in tremolitische Hornblende sind älter als die Infiltration von Talk und dürften auf hystorogene metamorphe Vorgänge zurückzuführen sein.

In den etwas stärker beanspruchten ultramafischen Körpern wurden neben kataklastisch-mylonitischen Zertrümmerungen häufiger ‚Knickbänder‘ in Phlogopit (und in Mg-Chlorit) beobachtet, wie sie bei Biotit durch von ENGELHARDT, STÖFFLER u. SCHNEIDER 1969, S. 247, Abb. 15, beschrieben und abgebildet wurden. Derartige linsenförmige Knickbänder mit leicht gekrümmten Begrenzungsflächen, allerdings bisweilen auch in tektonisch beanspruchten Gesteinen beobachtet, entstehen nach HÖRZ und AHRENS (1969) in Stoßwellenexperimenten bei Drucken über ca. 9 kbar.

Chemismus von Hornblende und Phlogopit

Das Ergebnis ist in Tab. 2 aufgeführt. Nach dem Nomenklaturvorschlag von LEAKE (1968) handelt es sich um eine tschermakitische Hornblende: Si entsprechend in der Zelleneinheit $6.4 \frac{\text{Mg}}{\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn} + \text{Mg}} = 0,82, \text{Ca} + \text{Na} + \text{K}$

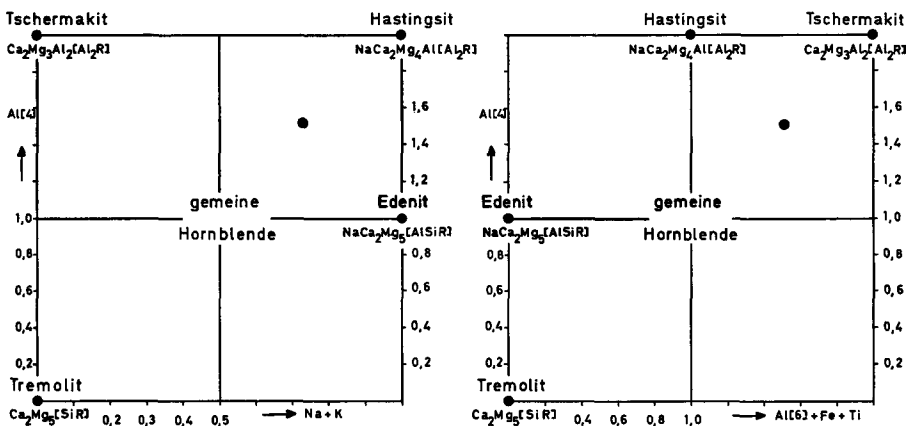


Abb. 4. Lage der Hornblende I des ultramafischen Gesteins im Diagramm Al[4] : Na + K und Al[4] : (Al[6] + Fe³⁺ + Ti) nach DEER et al. (1963).

Position of hornblende I of the ultramafic rock based on the scheme Al[4] : Na + K and Al[4] : (Al[6] + Fe³⁺ + Ti) given by DEER et al. (1963).

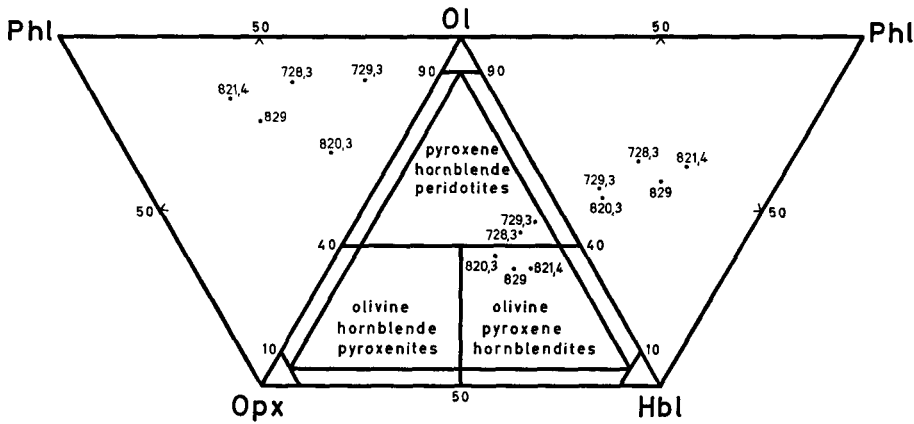


Abb. 5. Systematische Zuordnung des ultramafischen Gesteins bei magmatischer Einstufung nach dem Vorschlag der Subcommission on Systematics of Igneous Rocks der IUGS, Geol. Newsletters (1973), 2, S. 119, Fig. 2b, unter Aufnahme von Phlogopit als zusätzlicher konstituierender Gemengteil: Phlogopit-Pyroxen-Olivin-Hornblendit bis Phlogopit-Pyroxen-Hornblende-Peridotit. Eingetragen sind Proben-Nummern nach Bohrmetern.

The systematic position of the present ultramafic rock according to the proposal of the Subcommission on Systematics of Igneous Rocks by IUGS, Geol. Newsletters (1973), 2, p. 119, Fig. 2b, in the case of its magmatic genesis. Here phlogopite enters as an additional mineral phase: phlogopite-pyroxene-olivine hornblendite up to phlogopite-pyroxene-hornblende peridotite.

= 2,4 und Ti 0,07. Der errechnete Wert für Al^[6] ist wesentlich kleiner als derjenige von Al^[4]. Nach dem Nomenklaturvorschlag von DEER et al. (1963) kann die vorliegende Hornblende mit ihrem relativ hohen Al- und Alkaligehalt als gemeine Hornblende mit starker Tendenz zu tschermakitischer bzw. hastingitischer Hornblende eingestuft werden (Abb. 4). Der relativ hohe Cr₂O₃-Gehalt mit 0,60 Gew. % ist stoffabhängig vom entsprechend hohen Wert im ultramafischen Gestein (Tab. 5). Bei dem braunen Glimmer handelt es sich, wie vermutet, um einen ausgesprochenen Phlogopit mit entsprechend hohem Mg/Fe-Verhältnis. Der relativ große Betrag an Cr₂O₃ ist auch hier stoffabhängig vom Gesteinschemismus.

Systematische Zuordnung

Das zugrunde liegende ultramafische Gestein wäre bei magmatischer Zuordnung ein Phlogopit führender Hornblendit bis Peridotit nach dem Vorschlag der Subcommission on Systematic of Igneous Rocks, der IUGS, Geol. Newsletters (1973), 2, p. 119, Fig. 2b, als Phlogopit-Pyroxen-Olivin-Hornblendit und Phlogopit-Pyroxen-Hornblende-Peridotit zu klassifizieren (Abb. 5). Dabei ist auch die Voraussetzung $Ol + Opx + Hbl + (Phl) \geq 95$, $Opakminerale \leq 5$ erfüllt.

¹⁾ Durch v. ENGELHARDT et al. (1969, S. 288) waren bereits gewisse spät einsetzende Mineralverdrängungen durch Talk und Calcit etc. in heterogenen Breccien mit dem Riesereignis in Zusammenhang gebracht worden. Wir möchten diese Deutung besonders für die Füllung von Klüften mit Calcit annehmen, die mikrobrecciös beanspruchte Bereiche der mafischen Einschaltungen unmotiviert durchsetzen.

Am ehesten besteht noch eine gewisse petrographische Ähnlichkeit mit Scyelith (JUDD 1885), einem Glimmerolivinhornblendit mit poikilitischer Struktur vom Loch Scye, Caithness, Nord-Schottland, der jedoch keinen Orthopyroxen führt. Bei Scyelith und anderen Olivinhornblenditen wie Schriesheimit des Odenwaldes oder Cortlandit wird die anwesende Hornblende teilweise genetisch als nachmagmatisch, hystergen aus Klinopyroxen angesehen (JOHANNSEN, A Descriptive Petrography of Igneous Rocks, 4, 1938, p. 424—425; EIGENFELD 1963, p. 159—160).

Im Schriesheimit sind die poikilitischen Verwachsungen zwischen Olivin und Hornblende vielfach ähnlich. Die anwesende Hornblende absorbiert jedoch durchaus stärker, Phlogopit tritt modal zurück und anstelle von Orthopyroxen liegt ganz überwiegend Klinopyroxen vor.

Aus petrochemischer Sicht würde das ultramafische Gestein in eine Position zwischen dem Mittel von Peridotit (NOCKOLDS 1954) und Schriesheimit bzw. Scyelith oder dem Hösbachit-Mittel zu liegen kommen (Abb. 9, 10).

2.2. Die mafischen Gesteinsbereiche im Verband der ultramafischen Körper (730,0-744,3, 795,7-801,3 und 832,1-935,7 m)

M e g a s k o p i s c h e C h a r a k t e r i s i e r u n g

Mit den ultramafischen Gesteinen hängen mafische Gesteinstypen zusammen, die megaskopisch nur mit Mühe von den erstgenannten zu unterscheiden sind — besonders in Bereichen der verbreiteten kataklastischen Beanspruchung. In der Regel weichen sie durch sporadische bis schlierige und gängchenförmig angehäufte Feldspäte, durch geringe bis starke Hornblende-Beteiligung und durch Biotitführung von den ultramafischen Partien ab. Die uneinheitliche Gefügeentwicklung hat G. STETTNER (1974) zur Annahme bewogen, daß es sich hier um metasomatisch verändertes, ursprünglich ultramafisches Gestein handelt.

Megaskopisch lassen sich zwei Haupttypen unterscheiden: Einmal der etwas einheitlicher aussehende Typus der Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felse. Sie bauen den kleineren mittleren Körper und den tieferen Teil des unteren Körpers auf, der hier von Gneiszwischenlagen in drei Einzelschuppen zerlegt ist. Die einheitlicheren Partien dieses Gesteins besitzen ein grünlich-graues bis graugrünes fleckiges Aussehen. Eine parallele Streifung ist oft nur schwach ausgeprägt. Aus dieser Grundmasse heben sich durch einspiegelnde Kristallflächen etwa gleichfarbene, mm-große Pyroxene ab. Dunkelgrüne Hornblendensetzen treten in diesem Gesteinstyp hervor. Sie erscheinen allenfalls in einer lockeren bis netzartigen Verteilung, hin und wieder auch in kleinen nestartigen Anreicherungen. Besonders unregelmäßig ist das megaskopische Erscheinungsbild der Feldspäte (Plagioklase). Hellbeige bis rötlich bis rötlichbraun gefärbt treten sie als Xenoblasten oder Porphyroblasten von mm bis zu mehreren cm Durchmesser auf, da und dort gehäuft, in schlierigen bis gängchenförmigen, absätzigen Aggregaten. Auch der Biotit erscheint da und dort in Schwärmen und Nestern angereichert.

Der andere mafische Gesteinstyp ist an den oberen ultramafisch-mafischen Körper gebunden. In den beiden anderen sind allenfalls Ansätze zu dieser Entwicklung in Bereichen stärkerer Feldspatung gegeben. Er ist megaskopisch durch

das stärkere Auftreten von Hornblende gekennzeichnet: Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse. Die flächig-fleckigen grünlichgrauen Anteile treten zurück und sind meist nur als Restgewebe anzusprechen. Dunkelgrüne Hornblende ist schlierig bis nestartig angereichert oder überwiegt in mm-körnigen, spätigen Bereichen derart, daß partienweise von ‚Hornblende-Fels‘ gesprochen werden kann. Das ungleichmäßige Auftreten der Plagioklase ist ganz ähnlich jenem innerhalb der Biotit-Plagioklas-Felse. Gleichartig in beiden Typen sind schließlich auch die Formen der kataklastischen Beanspruchung: Eine zum Teil streifige bis netzartige Zertrümmerung bis Mylonitisierung, die im oberen Körper von gangförmiger, verzweigter Durchtrümmerung mit Fremdmaterial (‚gangförmige Riesbreccie‘) begleitet ist. Hinzu gesellt sich die in den beschriebenen Abschnitten nur schwache Durchtrümmerung mit bis mm-dünnen, absätzigen weißen Calcitgängen. In dieser Verknüpfung und in Analogie mit gleichen Erscheinungen im übrigen Teil des Bohrprofils darf man die teilweise hochgradige Kataklastik dem Riesereignis zuordnen.

Mikroskopische Physiographie

Die im Kristallisationsablauf späte Stellung der Hornblende in den Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felsen und andererseits die reliktsche Natur von Klinopyroxen in den Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felsen legt nahe, daß beide Gesteinstypen Schwerpunkte einer zeitlich und nach den Bildungsbedingungen getrennten Entwicklung waren.

Die modale Zusammensetzung schwankt auch innerhalb der beiden mafischen Gesteinstypen merklich (vgl. Tab. 3). Dabei ist der Modalanteil der Mafite bis auf eine Ausnahme stets größer als der von Plagioklas. Beachtlich ist der jeweils große Apatitgehalt (bis 2 Vol. %). Quarz fehlt in den Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felsen vollständig.

a) Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felse

In dem entstehungsgeschichtlich etwas älteren mafischen Gesteinstyp dominiert diopsidischer Klinopyroxen (Abb. 6), der u. d. M. farblos ist und Kornmesser bis 5 mm erreicht. Gegenüber den anderen Gemengteilen ist Klinopyroxen wesentlich stärker von netzförmigen bis parallelen Rissen durchsetzt, die einestils seine besondere Empfindlichkeit gegenüber mechanischer Beanspruchung dokumentieren, andererseits aber wohl nur zum Teil auf das Riesereignis zurückgehen. So verdrängten da und dort die sicher ‚vorriesisch‘ gebildeten Biotite und Hornblenden Klinopyroxenteile von solchen Rissen ausgehend. Auch deuten die mehr oder weniger gut parallel orientierten Biotitschwärme eine tektonische Scherungsphase an, welche das Klinopyroxengefüge betroffen hat, bevor es zur Kristallisation von Biotit, Hornblende und Plagioklas kam. In dieser Reihenfolge kann man Verdrängungen der jeweils älteren Mineralphasen feststellen. Der braun absorbierende Biotit weist teilweise Chloritisierung mit Rutilabscheidung auf. In einzelnen Gesteinspartien ist Biotit durch Chlorit vollständig verdrängt worden. Die Hornblende [Z (bläulichgrün) > X (olivgrün) ≫ X (blau gelblichgrün); Z'/c ~ 12—18°] verdrängt den Klinopyroxen von Kornrändern, Spaltebenen und Rissen aus, hält sich in diesem Gesteinstyp jedoch in engen Grenzen. Der

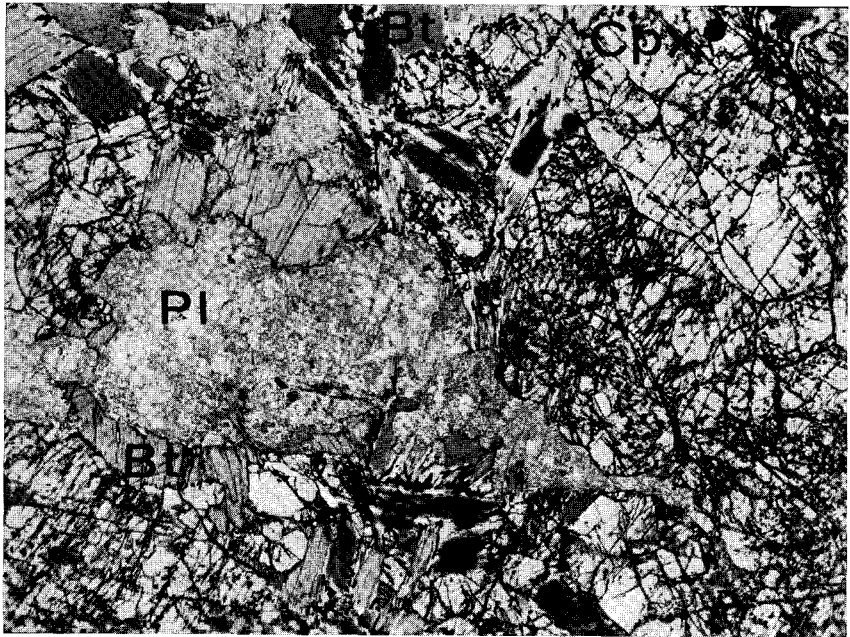


Abb. 6. Mafisches Gestein mit Klinopyroxen (Cpx), Plagioklas (Pl) (stark serizitisiert) und Biotit (Bt) (teilweise mit randlicher Umwandlung in Chlorit). Leichte mechanische Beanspruchung zum Beispiel am Pyroxen (linker unterer Bildrand) erkennbar. — Bohrkern 834,5 m der Bohrung Nördlingen 1973, Schl. Nr. M.I.W. 2563, Vergr. 26x.

Mafic rock with clinopyroxene (Cpx), plagioclase (Pl) (with some sericitization), and biotite (Bt) (with a marginal chloritization). Pyroxenes with symptoms of mechanic deformation. — Drill core Nördlingen 1973, 834.5 m, sample no. M.I.W. 2563, 26x.

gegenüber allen anderen Gemengteilen verdrängend vorrückende Plagioklas (An-Gehalte schwanken zwischen 35 und 60 %) ist häufig stark sericitisiert.

b) Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse

Dieser Gesteinstypus konzentriert sich auf den oberen Körper und ist in seiner modalen Zusammensetzung vor allem durch die Vormacht der Hornblende gekennzeichnet. Meist kann man von ‚Hornblende-Fels‘ sprechen, in dessen granoblastischem Korngefüge aus Hornblende (mit gelblichgrüner bis flaschengrüner Absorption und $Z'/c \sim 21-23^\circ$) Reste von Biotit und Klinopyroxen enthalten sind. Diese Reste älterer Kristallisation (Biotit-Klinopyroxen-Fels-Stadium) sind durch Leukoxen-artige Abscheidungen stark getrübt. Mitunter kam es zur Kristallisation von relativ größeren Titaniten. Die Biotite sind zudem meist chloritisiert. Daneben kam es zur Bildung autonomer, schuppiger Chloritaggregate. Der die Hornblende von der Intergranulare aus verdrängende Plagioklas bleibt weit unter 10 Vol. %, weitet sich andererseits oft zu pegmatoiden Aggregaten aus, in welchen da und dort Reste von Hornblende und Biotit sowie Apatit enthalten sind. Gelegentlich kann auch der Modalwert von Biotit (bzw. Chlorit) stark anwachsen (Proben von 731,5 und 739,0 m).

3. Die Amphibolite der Amphibolit-Hornblendebändergneis-Folge (602-676 m)

Amphibolitische Gesteine nehmen in dieser Folge cm- bis ca. 6 m mächtige Lagen ein. Sie sind klein- bis mittelkörnig; texturell ist teilweise eine diffuse Bänderung angedeutet. Häufig enthalten die Amphibolite schlierige Plagioklas-Metatekte, welche teils konkordant, akkordant oder diskordant, teils aber auch diffus das Tektonitgefüge (Bänderung) durchsetzen und auflösen. Bizarr-knäuelige Verformung weist auf die höhere Teilbeweglichkeit der metatektreichen Partien hin.

Proben gelangten auch von jenen amphibolitischen Blöcken zur Untersuchung, welche beim Riesereignis aus ihrem Verband gelöst und dem suevitdurchmengten kristallinen Trümmermassen über 602 m beigemischt wurden. Diese Gesteine erwiesen sich als besonders stark zerrüttet.

Mikroskopische Physiographie

Die Hauptgemengteile der amphibolitischen Gesteine sind Hornblende (39—45 Vol. %) und Plagioklas (40—47 Vol. %) (Abb. 7). Quarz tritt in meta-tektonisch beeinflussten Bereichen und hier in unregelmäßiger Verteilung hinzu (—10 %). Gelegentlich tritt Klinopyroxen als reliktsische Verwachsung mit Hornblende auf. Ehemalige Biotite sind ausnahmslos chloritisiert (unter 2 Vol. %).

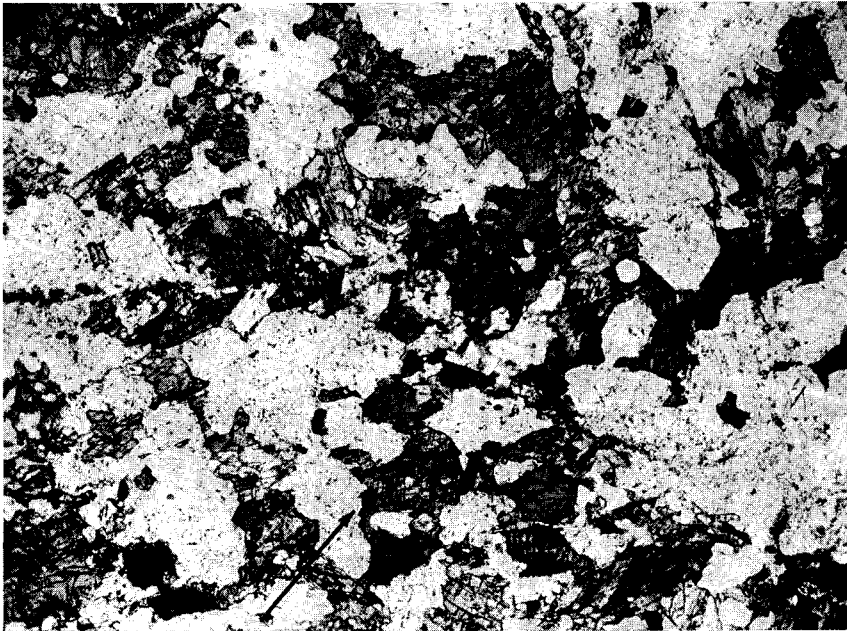


Abb. 7. Amphibolit mit Hornblende + Plagioklas \pm Quarz. Die beanspruchte Hornblende weist teilweise ‚planare Frakturen‘ auf (\uparrow), in denen sich Rutil bzw. Hämatit abgeschieden hat. — Bohrkern 719,5 m der Bohrung Nördlingen 1973, Schl. Nr. M.I.W. 2526, Vergr. 24x.

Amphibolite with hornblende + plagioclase \pm quartz. The deformed hornblende partially shows planar fractures (\uparrow) with interpositions of rutile and haematite. — Drill core Nördlingen 1973, 719,5 m, sample no. M.I.W. 2526, 24x.

Außerdem wird Chlorit auch als Verdrängung von Hornblende festgestellt. Calcit, Apatit, Titanit und opakes Erz kommen als Akzessorien vor.

Im einzelnen besitzt die Hornblende optisch ein ähnliches Absorptionsschema wie die Hornblende der Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse, jedoch ist die Intensität der Absorption viel größer. Ihr Z'/c ist mit $20-22^\circ$ vergleichbar. An aploiden Metatekten ist auch das Auftreten einer farblosen Hornblende II mit Z'/c $12-16^\circ$ als Umbildung von Hornblende I beobachtet worden (606 m). Der teilweise durch Sericitisierung abgebaute Plagioklas weist einen An-Gehalt zwischen $32-45\%$ auf. Demgegenüber besitzt der Plagioklas der aploiden Metatekte An-Gehalte von $28-30\%$.

Die Korngrößen von Hornblende und Plagioklas schwanken in der Regel zwischen $0,2$ und $1,2$ mm (max. bis ca. 3 mm). Ein größeres Wachstum der Hornblende erfolgt häufig am Rand von Feldspat-Metatekten. Andererseits überdauerte in allen Fällen die Kristallisation von Plagioklas die der Hornblende, weshalb die Kornform der Hornblende stets von buchtiger Verdrängung durch Plagioklas bestimmt ist oder von Auflösung in xenomorphe Teilkörner. Auch bei den Plagioklasen herrscht ein xenoblastisches Korngefüge. Quarz verdrängt sowohl Hornblende als auch Plagioklas.

4. Zur Stoßwellenbeeinflussung

Die Probenahme für die vorliegende Untersuchung umging zwangsläufig die stärker zerrütteten, zerfallenen und z. T. zersetzten Kernabschnitte. Deshalb sind die Beobachtungen über die Stoßwellenbeeinflussung selektiv und nicht repräsentativ. Immerhin deutet auch diese selektive Auswahl auf die lokal sehr unterschiedliche Auswirkung der mechanischen Beanspruchung. Die meisten kataklatischen Erscheinungen können zwar auch bei tektonischen Vorgängen auftreten. Es fehlen uns dann jedoch sichere Unterscheidungsmerkmale, weshalb wir in Analogie mit dem Gesamtbefund der Bohrung die hochgradige Kataklase in erster Linie der Stoßwellenbeeinflussung des Ries-Ereignisses zuordnen müssen. Die Kernaufnahme (BAUBERGER et al. 1974) zeigte, daß die megaskopischen Merkmale der Zertrümmerung und Zerrüttung nicht gleichmäßig nach der Tiefe abnehmen. Vielmehr wechseln immer wieder Abschnitte schwächer und stärker gestörter Gesteine. Das trifft im einzelnen auch auf die hier untersuchten Bereiche zu. Gering beanspruchte Abschnitte wechseln meist rasch mit zerrütteten. Zu Mikrobreccien deformierte Partien werden dabei selbst wieder von mehr oder weniger dicht gescharten Bahnen mit netzförmigen Verzweigungen aus Kornfragmenten bis zu submikroskopischer Größenordnung durchsetzt.

Die mechanisch beanspruchten Körner von Plagioklas, Quarz und Apatit weisen meist nur unregelmäßig verlaufende, unebene Brüche auf, die hin und wieder dicht geschart sein können. Die Quarze zeigen dabei die auch bei tektonischer Beanspruchung typische Felderung mit undulöser Auslöschung. Die für höhere Deformationsdrucke typischen parallelen und ebenen Bruchflächen in Quarz, einschließlich der sogenannten ‚planaren Elemente‘ (v. ENGELHARDT et al. 1969, D. STÖFFLER 1972), konnten in der gesamten Amphibolit-Hornblendebändergneis-

Folge da und dort in meist schwacher Ausprägung gefunden werden, in den darunter folgenden Gneisen bis etwa 702 m. Diese Erscheinungen sind auch bei Hornblende festgestellt worden (Abb. 7). Erweiterte Spaltsysteme nach $\{110\}$ oder auch $\{001\}$ enthalten häufig feindisperse Rutilabscheidungen. Wenige Male wurden polysynthetische, lamellenähnliche Druckzwillinge bei Hornblende festgestellt. Innerhalb von mikrobrecciös beanspruchten Amphiboliten, Biotit-Plagioklas-Pyroxen-Fels, Biotit-Plagioklas-Hornblende-Fels (Abb. 8) oder in deren pseudotachylitähnlichen Bahnen und Verzweigungen ließen sich neben ultramylonitischen Mineralfragmenten auch ‚diaplektische Kristalle‘ bzw. ‚diaplektische Gläser‘ (v. ENGELHARDT et al. 1967) differenzieren. Das war bei 1000facher Vergrößerung (Ol-Immersion) möglich.

Biotit in den mafischen, Phlogopit in den ultramafischen Abschnitten weisen häufig ‚Knickbänder‘ (entsprechend Abb. 15 bei v. ENGELHARDT et al. 1969) auf. Die gleiche Erscheinung ist auch an Mg-Chloriten der ultramafischen Gesteine zu beobachten. Innerhalb von Bereichen stärkster mechanischer Beanspruchung sind die Schichtpakete von Biotit über Knickbänder hinaus gegeneinander verschoben und unter Kräuselung und Zerfaserung endlos ausgelängt worden. Dabei sind

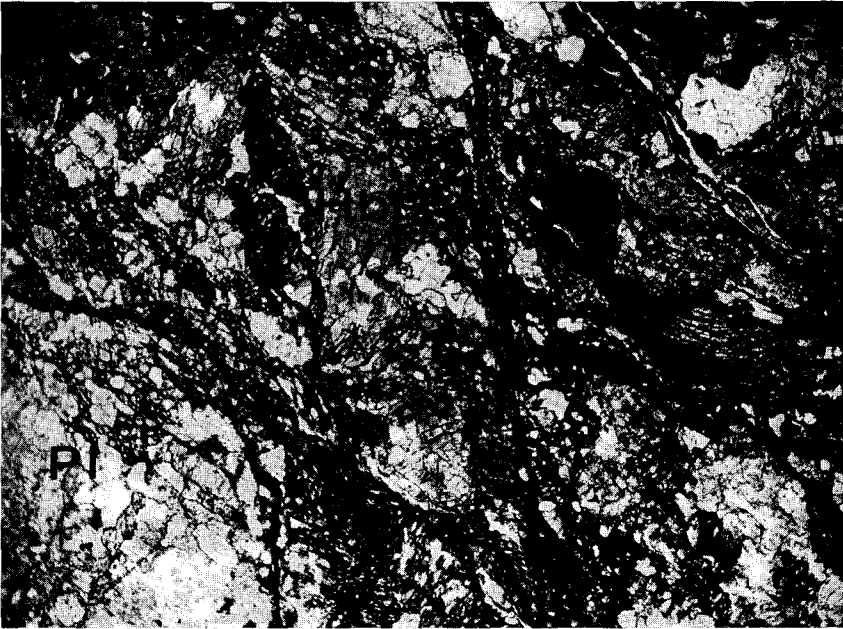


Abb. 8. Stark kataklastisch beanspruchte Partie aus Biotit-Plagioklas-Hornblende-Fels mit Kornfragmenten von Plagioklas (Pl) und Hornblende (Hbl) verschiedener Größenordnung bis zu ultramylonitischem Ausmaß. Der Anteil ‚diaplektischer Kristalle‘ bzw. ‚diaplektischen Glases‘ ist an dieser Stelle außerordentlich gering. — Bohrkern 739,0 m der Bohrung Nördlingen 1973, Schliff Nr. M.I.W. 2541, ohne Nic., Vergr. 20x.

Biotite-plagioclase-hornblende rock, strongly cataclastic deformed with grain fragments of plagioclase (Pl) and hornblende (Hbl) of different grain size down to an ultra-mylonitic one. The portion of ‚diaplectic glass‘ may be subordinate within the present probe. — Drill core Nördlingen 1973, 739.0 m, sample no. 2541 M. I. W., 20x.

Licht- und Doppelbrechung leicht erniedrigt. Der Mineralinhalt der ultramafischen Bereiche weist mit Ausnahme der erwähnten ‚Knickbänder‘ bei Phlogopit u. d. M. nur wenige augenfällige Zerrüttungserscheinungen auf.

Nach dem vereinfachten Schema der Zonen der Stoßwellenmetamorphose kristalliner Gesteine (Abb. 1 bei v. ENGELHARDT et al. 1969 bzw. D. STÖFFLER 1971) kann der vorliegende Befund aus rund 602 bis 836 m Bohrtiefe bezüglich des etwa erreichten Grades der Stoßwellenmetamorphose als relativ gering bezeichnet werden.

5. Geochemische Untersuchungen

Insgesamt wurden für die vorliegenden Untersuchungen 29 Vollanalysen durchgeführt, sowie die Spurenelemente V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Zr und Ba bestimmt (Tab. 5—7).

Die Bestimmung von SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , Gesamt- Fe_2O_3 , MnO , CaO , K_2O und P_2O_5 erfolgte röntgenfluoreszenzanalytisch über $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ -Aufschlüsse (1 Teil Probe + 20 Teile $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$),

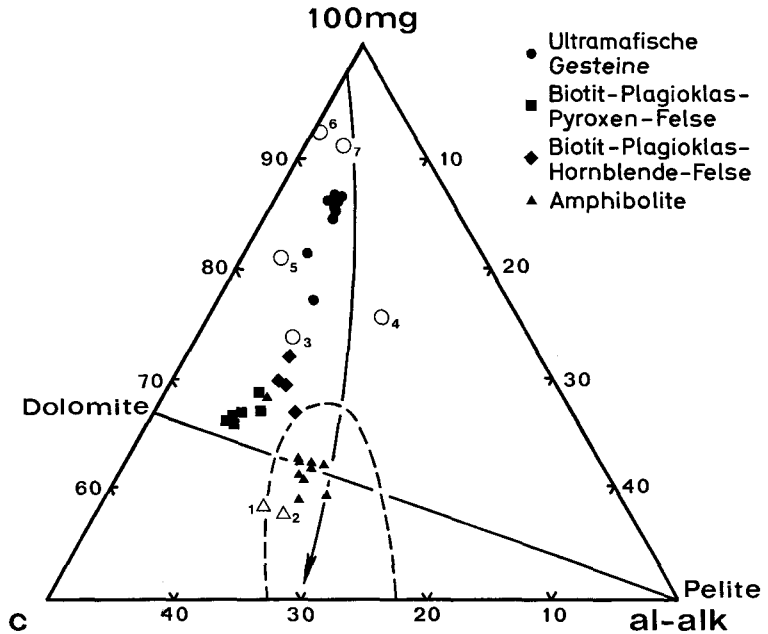


Abb. 9. Konzentrationsdreieck der NIGGLI-Parameter 100 mg/c/al-alk.

Concentration triangle of the NIGGLI-parameter 100 mg/c/al-alk.

- 1 = ϕ von 34 Paraamphiboliten (VAN DE KAMP 1968)
- 2 = ϕ von 17 Orthoamphiboliten (VAN DE KAMP 1968)
- 3 = CORTLANDIT (JOHANNSEN 1938)
- 4 = ϕ von 10 Hösbachiten (MATTHES & SCHUBERT 1967; SCHUBERT 1969)
- 5 = Schriesheimit (JOHANNSEN 1938)
- 6 = Scyelith (JOHANNSEN 1938)
- 7 = ϕ von Peridotiten (NOCOLDS 1954)

Der Entwicklungstrend für basische Magmatite nach LEAKE (1964) ist mit Pfeil markiert, gestricheltes Feld = Streubereich von Amphiboliten.

die o. a. Spurenelemente und S an direkt verpreßten Pulvertabletten unter Zusatz von inneren Standards (As, Mo, Nb) unter Eichung auf die gängigen internationalen Referenzgesteine (RICHTER 1972). MgO und Na₂O wurden atomabsorptionsspektrofotometrisch nach einem Li₂B₄O₇-Aufschluß, FeO kolorimetrisch nach RILEY u. WILLIAMS (1959), H₂O⁺ nach PENFIELD und CO₂ volumetrisch ermittelt.

5.1. Geochemie der ultramafischen Gesteine

Der Chemismus des untersuchten ultramafischen Gesteins weist für 7 der insgesamt 9 Proben in der Haupt- und Spurenelementzusammensetzung einen nur sehr geringen Streubereich auf (Tab. 5, Abb. 9—12). Dabei ist keinerlei Unterschied zwischen Proben mit oder ohne primärem Korngefüge feststellbar. Zugleich fällt auf, daß die bei 823,2 m angetroffene schwach brecciöse Ausbildung keinerlei Stoffverschiebungen gegenüber dem Normaltyp zeigt.

Eine primär magmatogene Zuordnung ist sehr wahrscheinlich und wird u. a. durch die Lage der Analysenpunkte in den Abb. 9, 10 belegt.

Die Durchschnittszusammensetzung der untersuchten Ultramafitite (Tab. 5) ist den Hösbachiten (MATTHES u. SCHUBERT 1967, SCHUBERT 1969) und den Schriesheimiten (DITTRICH 1907) am ähnlichsten, wobei Unterschiede vor allem im CaO- und K₂O-Gehalt bestehen. Dagegen besteht auch im Cr-, V-, Co- und Ni-Gehalt zwischen den Hösbachiten und dem vorliegenden ultramafischen Gestein weitgehende Übereinstimmung (Abb. 11, 12). Für den Schriesheimit sind Vergleiche mit dem Spurenelementgehalt nicht möglich, da diesbezügliche Daten fehlen.

Zum Scyelith (JUDD 1885) und Cortlandit (WILLIAMS 1886, ESKOLA 1914) bestehen insbesondere Unterschiede im TiO₂-, MgO- und CaO-Gehalt (Abb. 9, 10).

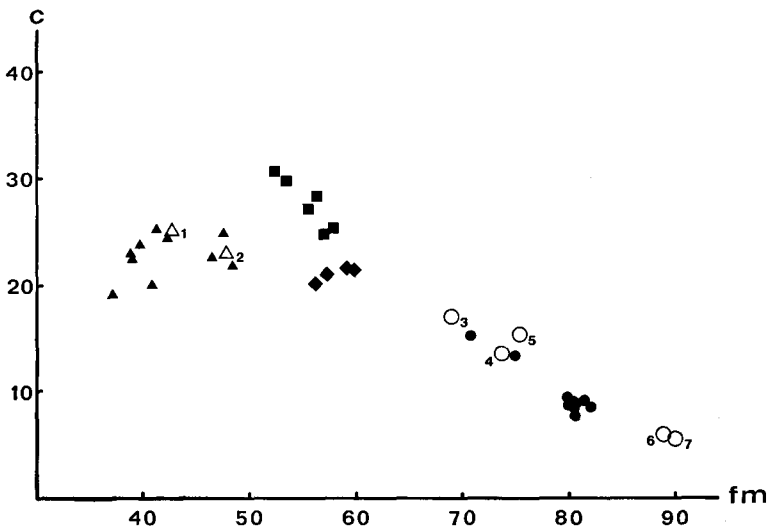


Abb. 10. Variationsdiagramm NigGLI-c/fm der analysierten Gesteinsproben. Signatur siehe Abb. 9.
Variation diagram of NigGLI-c/fm of the analyzed rocks.

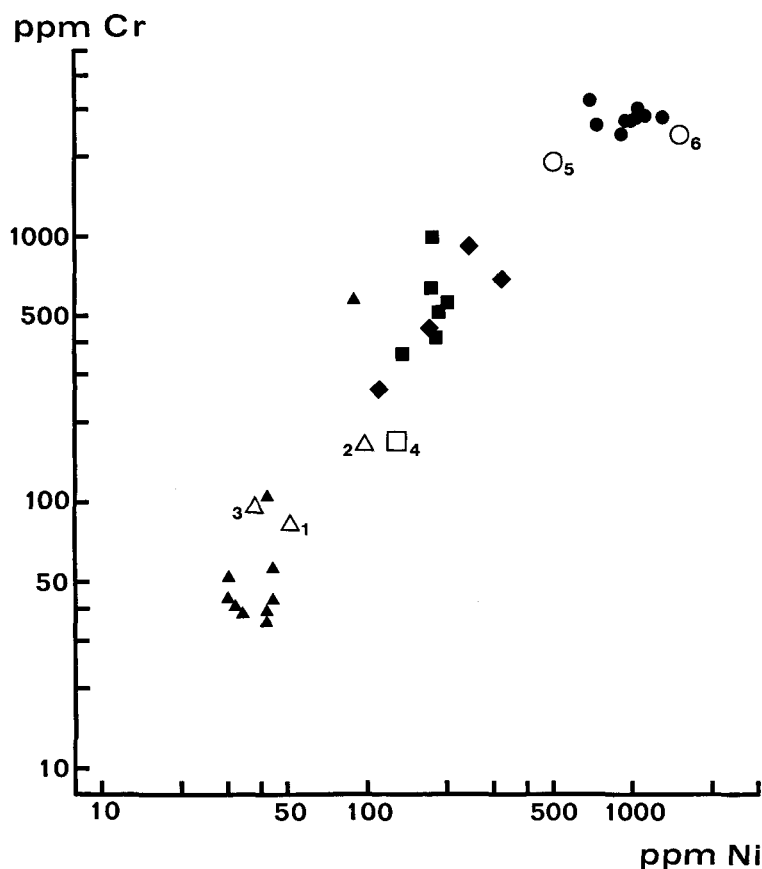


Abb. 11. Cr- und Ni-Gehalte der analysierten Gesteinsproben. Signatur siehe Abb. 9.

Contents of Cr and Ni in the analyzed rocks.

- 1 = ϕ von Paraamphiboliten (VAN DE KAMP 1968)
- 2 = ϕ von 17 Orthoamphiboliten (VAN DE KAMP 1968)
- 3 = ϕ von 31 Amphiboliten (KLEMM & WEBER-DIEFENBACH 1971)
- 4 = ϕ von Basalten (TUREKIAN & WEDEPOHL 1961)
- 5 = ϕ von 7 Hösbachiten (SCHUBERT 1969)
- 6 = ϕ von Ultrabasiten (GOLES 1967)

Von der Durchschnittszusammensetzung von Peridotiten (NOCKOLDS 1954) bzw. Ultrabasiten (GOLES 1967) unterscheidet sich das vorliegende ultramafische Gestein entsprechend seiner modalen Zusammensetzung im wesentlichen durch eine entsprechende „Verdünnung“ mit Phlogopit (höhere Al_2O_3 -, K_2O -, Rb-, Sr-, Ba-Gehalte und etwas geringere V-, Co- und Ni-Werte), wobei sich im MgO-Gehalt die Anwesenheit von Hornblende stärker bemerkbar macht (Tab. 5, Abb. 11, 12).

Zeigt die schwächere kataklastisch beanspruchte Probe bei 823,2 m keinerlei chemische Unterschiede gegenüber der Normalzusammensetzung des untersuchten ultramafischen Gesteins, so sind diese in der viel stärker beanspruchten Probe bei

sammensetzungen auf der mehr dolomitischen Seite der Amphibolite zu liegen kommen (Abb. 9, 10). Lediglich bei der Betrachtung der $c+fm/alk$ -Verhältnisse erscheint vor allem wegen des hohen CaO-Gehaltes eine deutliche Affinität zu dem ultramafischen Gestein, was zugleich auch für die SiO_2 -Gehalte zutrifft.

Im Spurenelementchemismus sind die Ähnlichkeiten zu dem untersuchten ultramafischen Gestein sehr viel deutlicher. Das trifft insbesondere für die Rb-, Sr- und Ba-Werte zu, während in den Cr-, Co- und Ni-Werten eine Zwischenstellung zwischen dem ultramafischen Gestein und den Amphiboliten zum Ausdruck kommt (Tab. 6, Abb. 11, 12).

Geht man von den für gabbroid/basaltische Gesteine viel zu hohen durchschnittlichen Cr- und Ni-Gehalten aus, so wäre der vorliegende Biotit-Plagioklas-Klinopyroxenfels am ehesten als ein primär ultramafisches Gestein mit nachträglicher Verdrängung (»Verdünnung«) durch Klinopyroxen, Biotit, Hornblende und Plagioklas verständlich und erklärbar, wobei allerdings keinerlei Übergänge feststellbar sind, sondern beide Gruppen streng voneinander getrennt vorliegen (Abb. 11, 12).

Die mit 1,15 % TiO_2 und 122 ppm Zr sehr deutlich höheren Durchschnittsgehalte als in dem ultramafischen Gestein im Amphibolit müßten dann allerdings bei der Pyroxen/Hornblende- und Biotitverdrängung mit zugeführt worden sein.

Die grobkörnigen Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felse, die bei 731,5 m, 738,5 m, 739,0 m und bei 741,8 m Bohrtiefe angetroffen wurden, entsprechen bei etwas geringeren CaO-Gehalten (Abb. 9, 10) weitestgehend dem Biotit-Plagioklas-Pyroxenfels (Tab. 6), was insbesondere in den Cr-, Co-, Ni-, Ti-, Zr- und Ba-Gehalten zum Ausdruck kommt (Abb. 11, 12). Auch hier sind keinerlei Übergänge zu Ultramafit einerseits und Amphibolit andererseits zu beobachten.

5.3. Geochemie der Amphibolite

Insgesamt wurden 10 Amphibolitproben auf die in der Tab. 7 aufgeführten Elemente chemisch analysiert. Dabei zeigte sich, daß lediglich die Probe bei 607,4 m Bohrtiefe auf Grund deutlich höherer Cr-, Ni-, Mg- und CO_2 -Gehalte sowie geringerer Al_2O_3 -, TiO_2 -, Zr-, Sr- und Cu-Gehalte aus dem üblichen Amphibolitchemismus herausfällt und eine gewisse Tendenz zum Chemismus des Biotit-Plagioklas-Pyroxenfelses zeigt (Abb. 9, 10).

Alle anderen Amphibolite nehmen bei geringerer Streubreite das auch von anderen Verbreitungsgebieten bekannte Feld in den von EVANS u. LEAKE (1960), LEAKE (1963, 1964), u. v. a. für die Darstellung von Amphiboliten eingeführten NIGGLI-Diagrammen ein (Abb. 9, 10).

Die vergleichsweise niedrigen TiO_2 -, Gesamt- Fe_2O_3 -, P_2O_5 -, sowie V-, Cr-, Ni-, Cu- und Zn-Gehalte weisen die vorliegenden Amphibolitproben als relativ helle Typen aus (Tab. 7).

Bei aller Vorsicht einer genetischen Interpretation (vgl. hierzu die eingehende Diskussion in JANDA, SCHROLL u. SEDLAZEK (1965)) deuten die mit durchschnittlich 0,66 % TiO_2 sehr niedrigen Gehalte (LAPADU-HARGUES 1959, WALKER u. a.

1960), sowie die geringen Co-, Ni- und Cr-Gehalte (ENGEL u. a. 1951, HEIER 1962) und das hohe Rb/Sr-Verhältnis von durchschnittlich 0,19 (VAN DE KAMP 1968) wohl eher auf eine paragene als auf eine orthogene Bildung hin. Dieser geochemische Befund steht allerdings im Gegensatz zu geologischen Überlegungen, die mehr auf metamorphe basische Effusiva als auf basische Sedimente hindeuten, zumal auch letztere in Vergleichsgebieten stets als kalksilikatische Horizonte auftreten.

Inwieweit der verhältnismäßig hohe durchschnittliche SiO_2 -Gehalt auf eine mit der Metamorphose einhergehenden SiO_2 -Zufuhr erklärbar ist, kann hier nicht entschieden werden.

6. Geologische Korrelation und Fragen der Gesteinsgenese

Amphibolite, Hornblendegneise und auch ultramafische Gesteine sind seit längerem als Bestandteile der suevitischen Ries-Trümmermassen bekannt (vgl. DRESSLER et al. 1969). In der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 ist der Anteil solcher metabasitischer Gesteine im Suevit besonders groß und kann dem ab 602 Meter erbohrten Grundgebirge unmittelbar zugeordnet werden. Die zwischen Meter 602 und 1144 recht einheitlich gelagerte Gesteinsfolge von Amphibolit, Hornblendebändergneis, Hornblendegneis bis Biotit-Plagioklas-Gneis enthält die oben näher behandelten Einschaltungen von ultramafischen Körpern. Im Liegenden wird dieser Verband durch stark gestörten und von gangförmiger Riesbreccie durchsetzten Granit abgeschnitten. Berücksichtigt man die regionale Verbreitung von solchen Gesteinen in den verschiedenen Suevit-Vorkommen des Rieses, so kann von einem regionalen Charakter der Gneis-Metabasit-Folge im vindelizischen Grundgebirge gesprochen werden. Im Verein mit den anderen kristallinen Gesteinen (Gneise, Granite) ergaben sich schon von jeher Parallelen mit dem moldanubischen Grundgebirge. G. STETTNER (1974) präzierte diese Aussage, indem er die besonders guten Vergleichsmöglichkeiten mit den Gesteinsverbänden im nördlichen Oberpfälzer Wald hervorhob. Hier ist vor allem im Westteil eine gleichartige Gneis-Metabasit-Folge regional verbreitet, die als assyntisch (cadomisch) gefaltetes Oberproterozoikum eingestuft wird und welche teilweise eine moldanubische Überprägung erlitten hat. Die engere stratigraphische Zuordnung der amphibolitführenden Folge zur Spilitgruppe stützt sich auf eine Reihe von Argumenten, die aus den Verhältnissen am Ostrand des Oberpfälzer Moldanubikums gewonnen worden sind (Z. VEJNAR 1965—1972).

Die Einbeziehung der ultramafisch-mafischen Gesteinskörper in dieses Schema stößt auf verschiedene Schwierigkeiten. Im erbohrten Profil besitzen diese keine unmittelbare Beziehung zu den Amphiboliten, sie sind vielmehr den unterlagernden Biotit-Plagioklas-Flasergneisen etc. eingeschichtet. Dieser Verband ist nicht primär.

Wie bei vielen anderen Vorkommen im Grundgebirge handelt es sich um tektonische Einfügung — vermutlich im Rahmen einer moldanubischen Überprägung des Gesteinsverbandes. Die Platznahme hat erst nach der metasomatischen Umwandlung eines Teiles des ultramafischen Gesteins stattgefunden. Für

diese Umwandlung zum vorliegenden mafischen Gestein, mit erheblicher Zufuhr von Ca und Abfuhr von Mg etc., gibt es im Nebengestein keinerlei Anhaltspunkte. Es erscheint hiervon petrographisch und geochemisch unbeeinflusst. Die in den ultramafischen Gesteinsbereichen sichtbare Mineralsukzession kristallisierte noch vor der metasomatischen Umwandlung. Die Frage muß noch offen bleiben, ob alle diese Mineralbildungen in den Kreis der Vorgänge des ‚primären‘ Kristallisationsablaufes gestellt werden können. Teilbereiche des untersuchten Materials geben Hinweise dafür, daß zwischen der Erstkristallisation von Olivin, Orthopyroxen und Hornblende I und der Kristallisation des Phlogopits eine Phase teilweiser Serpentinisierung liegen kann. Interessant erscheint auch das relativ frühe Erscheinen von Mg-Chlorit und dessen Verwachsung mit Phlogopit. Der hier beschriebene Phlogopit ist genetisch nicht mit jenem vergleichbar, der als Produkt von Kontaktmetamorphose von GRAUP (1975, S. 30—32) beschrieben wurde.

Anerkennung: Herrn Dr. E. KNAUER, Mineralogisches Institut der Universität Würzburg, danken wir für die Bestimmung des Chemismus von Hornblende und Phlogopit mit Hilfe einer CAMEGA-Mikrosonde MS 46, Leihgabe der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

7. Literatur

- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. u. STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, 1 Beilage, München 1974.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. u. ZUSSMAN, J.: *Rock-forming Minerals*. Vol. III. — London (Longmans) 1962.
- DRESSLER, B., GRAUP, G. u. MATZKE, K.: Die Gesteine des kristallinen Grundgebirges im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 201—228, 15 Abb., 1 Tab., München 1969.
- EIGENFELD, R.: Assimilations- und Differentiationserscheinungen im kristallinen Grundgebirge des südlichen Odenwaldes. — *Jh. Geol. L.-A. Baden-Württemberg*, **6**, S. 137—238, Freiburg 1963.
- ENGEL, A. E. J. u. C. G. ENGEL: Origin and evolution of hornblende-andesin amphibolites and kindred facies. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **62**, p. 1435—1436, Boulder, Col. 1951.
- ENGELHARDT, W. v., STÖFFLER, D. u. W. SCHNEIDER: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—295, München 1969.
- ENGELHARDT, W. v., ARNDT, J., MÜLLER, W. F., STÖFFLER, D., JEZIORKOWSKI, H. u. GUBSER, R. A.: Diaplektische Gläser in den Breccien des Ries von Nördlingen als Anzeichen für Stoßwellenmetamorphose. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **15**, S. 93—102, Berlin 1967.
- EVANS, B. W. and B. E. LEAKE: The composition and origin of the striped amphibolites of Connemara, Ireland. — *J. of Petrol.*, **1**, p. 337—363, Oxford 1960.
- GOLES, G. G.: Trace elements in ultramafic rocks. — In: *Ultramafic and related rocks*. Ed. by P. J. WYLLIE, John WILEY & SONS, Inc. New York 1967.
- GRAUP, G.: *Das Kristallin im Nördlinger Ries*. — Diss. Tübingen 1975.
- HEIER, K. S.: The possible origins of amphibolites in an area of high metamorphic grade. — *Norsk Geol. T.*, **42**, p. 157—165, Oslo 1962.
- HÖRZ, F. and T. J. AHRENS: Deformation of experimentally shocked biotite. — *Amer. J. Sci.*, **267**, p. 1213—1229, New Haven, Conn. 1969.
- JANDA, I., SCHROLL, E. u. SEDLAZEK, M.: Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. — *TMPM*, **10**, S. 552—572, Wien 1965.

- JOHANNSEN, A. A.: Descriptive Petrography of Igneous Rocks. — Vol. IV, The University of Chicago Press, p. 424—428, Illinois 1938.
- JUDD, J. W.: On the Tertiary and older peridotites of Scotland. *Quart. J. geol. Soc.*, **41**, p. 401 till 407, London 1885.
- KAMP, VAN DE, P. C.: Geochemistry and origin of metasediments in the Haliburton-Madoc area, southeastern Ontario. — *Canad. J. of Sci.*, **5**, p. 1337—1372, Ottawa 1968.
- LAPADU-HARGUES, P.: A propos de massifs d'amphibolite du Limousin et de la Haute Vienne. — *C. R. Somm. Seances, Soc. Geol. France*, **10—11**, Paris 1959.
- LEAKE, B. E.: Origin of amphibolites from northwest Adirondacks, New York. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **74**, p. 1193—1202, Boulder, Col. 1963.
- A Catalog of Analyzed Calciferous and Subcalciferous Amphiboles together with their Nomenclature and Associated Minerals. — Boulder, Col. 1968.
- MATTHES, S. u. SCHUBERT, W.: Der Chlorit-Hornblende-Fels von Wenighösbach im mittleren Vorspessart und seine genetischen Beziehungen zu spätkinematischen Chlorit-Amphiboliten. — *Veröfftl. Geschichts- u. Kunstver. Aschaffenburg*, **10**, S. 15—46, Aschaffenburg 1967.
- NOCKOLDS, S. R.: Average chemical compositions of some igneous rocks. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **65**, p. 1007—1032, Boulder Col. 1954.
- RICHTER, P.: Röntgenspektrometrische Bestimmung von Schwefel in silicatischen Proben. — *Z. Anal. Chem.*, **258**, S. 287—289, Berlin 1972.
- RILEY, J. P. and WILLIAMS, H. P.: The microanalysis of silicate and carbonate minerals. I. Determination of ferrous iron. — *Mikrochim. Acta*, **4**, p. 516—524, Wien 1959.
- SCHUBERT, W.: Chlorit-Hornblende-Felse des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Phasenpetrologie. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **21**, S. 295—310, Berlin 1969.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, 1 Abb., München 1974.
- STÖFFLER, D.: Progressive Metamorphism and Classification of Shocked and Brecciated Crystalline Rocks at Impact Craters. — *J. Geophys. Res.*, **76**, p. 5541—5551, Richmond, Virg. 1971.
- Deformation und Umwandlung von Plagioklas durch Stoßwellen in den Gesteinen des Nördlinger Ries. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **16**, S. 51—83, Berlin 1967.
- Deformation and transformation of rock-forming minerals by natural and experimental shock processes. I. Behavior of minerals under shock compression. — *Fortschr. Miner.*, **69**, S. 50—113, Stuttgart 1972.
- STRECKEISEN, A.: Classification and Nomenclature of Plutonic Rocks. Recommendations of the IUGS, Subcommittee of the Systematics of Igneous Rocks. — *Geol. Newsletters*, **2**, p. 119, Haarlem 1973.
- VEJNAR, Z.: Bemerkungen zur lithostratigraphischen Beziehung zwischen dem mittelböhmischen Algonikum und dem Moldanubikum. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, **1965**, S. 102—111, Stuttgart 1965.
- Interrelations between the Monotonous and the Varied Groups of the West-Bohemian Moldanubicum. — *Bull. Geol. Surv. Prague*, **43**, S. 207—211, 2 Abb., Prag 1968.
- Regionally metamorphosed volcanic rocks from the West-Bohemian metabasite belt. — *Krystalinikum*, **9**, S. 131—156, 8 Fig., 12 Phot., 3 Tab., Prag 1972.
- WALKER, K. R., JOPLIN, G. A., LOVERING, J. F. and GREEN, R.: Metamorphic and metasomatic convergence of basic igneous rocks and lime-magnesia sediments of the precambrian of North-Western Queensland. — *J. Geol. Soc. Austr.*, **6**, p. 149—178, Sydney 1960.

Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

VON WOLF VON ENGELHARDT und GÜNTHER GRAUP

Mit 4 Abbildungen, 1 Beilage und 4 Tabellen

Kurzfassung

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. WOLF VON ENGELHARDT, Dr. GÜNTHER GRAUP, Mineralogi-Nördlingen wurden auf Stoßwelleneffekte untersucht. Die untersuchten Gesteine sind in der Liste des Anhangs aufgezählt und im Profil der Beilage 1 eingezeichnet.

In keinem Gestein wurden Schmelzerscheinungen beobachtet. Mechanische Stoßwelleneffekte wurden in folgenden Mineralen bezüglich kristallographischer Orientierung, Verteilung im Profil und Häufigkeit näher beschrieben: Quarz (planare Elemente und Deformationslamellen). Plagioklas (sehr seltene planare Elemente). Hornblende (planare Elemente). Biotit (Knickbänder). Klinopyroxen (planare Elemente und Zwillingslamellen). Klinozoisit (Lamellen). Titanit (Zwillingslamellen). Apatit (Teilbarkeit). Baryt (planare Elemente und Knickbänder). Zirkon (Teilbarkeit).

Die Effekte in Klinozoisit, Zirkon und Baryt (Abb. 3) sind bisher noch nicht beobachtet worden. Die Verteilung der Stoßwellenbeanspruchung der Minerale im Profil und deren Intensität ist in den Tabellen 1 und 2 sowie in den Abb. 1 und 2 dargestellt. Weitere auf den Impakt zurückzuführende Effekte sind: Schmale Zonen intensiver Breccierung (z. B. an den Kontakten des Granits 762—775 m, sowie in den Bereichen 726—790 und 1130—1190 m, siehe Profil Beilage 1), shatter cones und shatter-cone-artige Brüche im Bereich zwischen 506 und 727 m. Nach den Stoßwelleneffekten läßt sich das Profil folgendermaßen beschreiben:

Oberer Profilbereich 506—667 m: Alle Gesteine gehören der Stufe I der Stoßwellenmetamorphose an (planare Elemente in Quarz und Hornblende, Knickbänder in Biotit, shatter cones) und waren Stoßwellendrucke von mindestens 100 kbar und nicht über 150 kbar ausgesetzt. Da die Intensität der Stoßwellenbeanspruchung im gesamten Bereich kontinuierlich abnimmt, gibt es kein Anzeichen für die Existenz einer Grenze in der Tiefe von 602 m. Wir nehmen an, daß sich das gesamte Gesteinspaket zwischen 506 und 667 m im wesentlichen im ursprünglichen Verband befindet und im obersten Teil durch zahlreiche Einschübe suevitähnlicher Breccien aufgelockert wurde.

Unterer Profilbereich 667—1206 m: Alle Gesteine — mit Ausnahme des Granits 762—775 m — gehören der Stufe 0 der Stoßwellenmetamorphose an; doch sind bis zur Endtiefe Stoßwelleneffekte nachzuweisen (Knickbänder in Biotit bis zur Endtiefe, planare Elemente in Hornblende bis 740 m u. a.). Der dem Granit in 540 m Tiefe petrographisch und chemisch entsprechende Granit in 762—775 m gehört der Stoßwellenstufe I an.

Die Gesteine zwischen 506 und 667 m Tiefe erlitten Stoßwellendrucke von mindestens 100 und höchstens 150 kbar. Dies widerspricht der Abschätzung von DAVID (dieser Band) von 40 kbar für den Druck am Ort der Bohrung, die 3,8 km vom Einschlagspunkt entfernt ist. Die Gesteine des unteren Profilbereichs haben dagegen sehr viel geringere Drucke als die Gesteine über 667 m

Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. WOLF VON ENGELHARDT, Dr. GÜNTHER GRAUP, Mineralogisches Institut der Universität 7400 Tübingen, Wilhelmstraße 56.

erfahren. In der Endtiefe waren sie auch deutlich niedriger (höchstens 10 kbar) als der von DAVID geschätzte Wert. Der beobachtete Druckabfall über die Profilstrecke ist viel stärker als man ihn in einer sich ausbreitenden Stoßwelle erwarten kann.

Die von der Bohrung durchteufte Gesteinsfolge ist daher nicht autochthon. Sie besteht aus verschiedenen Schuppen, deren jetzige Lagerung durch radial gerichtete Gleitbewegungen entstand. Wir nehmen an, daß der Profildbereich unter etwa 670 m aus Gesteinen besteht, die aus der Gegend des ursprünglichen Kraterandes einglitten und die höher stoßwellenbeanspruchten Gesteine des oberen Profildbereichs unterfuhren, die ebenso wie der Granit zwischen 762 und 775 m aus dem Zentrum näheren Positionen stammen.

Anzeichen der aus der Verteilung der Stoßwelleneffekte erschlossenen Gleitbewegungen sind die dem Riesereignis zuzurechnenden Breccienzonen. Die angenommenen Ausgleichsbewegungen stehen im Einklang mit der Struktur anderer großer Impaktkrater und erklären verschiedene Züge des Rieskraters wie z. B. die flache Schlüsselform, die Gestalt des „Kristallinwalles“, die periphere Senke vor dem morphologischen „Riesrand“ und das Fehlen eines echten Kraterandes.

Summary

116 samples of crystalline rocks from depths between 506 and 1206 m have been investigated for shock effects. A list of these samples is given in the Anhang. The locations of the investigated rocks are marked in the petrographic profile, Beilage 1.

No melt reactions have been observed. Crystallographic orientation, distribution and frequency of mechanical shock deformation features have been determined within the profile in the following minerals:

Quartz (planar elements and deformation lamellae); plagioclase (very rare planar elements); hornblende (planar elements); biotite (kink bands); clinopyroxene (planar elements and twin lamellae); clinozoisite (lamellae); sphene (twin lamellae); apatite (cleavage); barite (planar elements and kink bands); zircon (cleavage).

The effects in clinozoisite, zircon and barite (fig. 3) were not yet known and are described for the first time in this paper.

The distribution and intensity of shock damage of minerals in the profile is shown in Tables 1 and 2, and Figures 1 and 2.

Other impact effects are brecciation and shatter cones. Narrow zones of brecciation occur at several horizons, for example at the contacts of the granite, 762—775 m, with surrounding gneisses, and in the ranges 726—790 m and 1130—1190 m (see profile, Beilage 1). Between 506 and 727 m, shatter cones and shatter-cone-similar fractures are rather common.

The profile through the crystalline rocks of the drill hole can be subdivided in two main sections:

Upper range, 506—667 m: All rocks belong to class I of shock metamorphism. They are characterized by the occurrence of planar elements in quartz and hornblende, kink bands in biotite, and shatter cones and shatter-cone-like fractures. As measured by the number of planar elements per grain of quartz and hornblende, the relative frequency of shock damaged quartz and hornblende grains and the number of systems of planar elements per quartz grain, the intensity of deformation by shock waves diminishes continuously with increasing depth, within the whole range from 506 to 667 m. Also, because the distribution of shatter cones is uniform, there is no indication for the existence of a boundary at 602 m. In the macroscopic description of the profile the existence of such a boundary was suggested, separating an upper series of ejected fall back material (506—602 m) from lower not ejected rocks. It is proposed in this paper that the whole section from 506 to 667 m consists of a rock series that essentially is still in its original sequence. The uppermost part of this sequence was broken up by the injection of several layers of suevite-like breccias.

Lower range, 667—1206 m: All rocks — except the granite, 762—775 m — belong to class 0 of shock metamorphism and contain several features resulting from shock, pressures

of less than 100 kbar, which all fade out with increasing depth. Quartz shows deformation lamellae. Biotite shows kink bands even at the deepest level. Hornblende contains planar elements down to 740 m.

The granite, 762—775 m, according to chemistry, petrography and shock effects (Class I), is identical with the granite from 540 m. It is assumed that this rock was injected into its present position after the passage of the shock wave. Brecciation at both contacts is the result of this movement.

The observed shock effects indicate that the rocks in the upper range of the profile were affected by dynamic pressures of at least 100 kbar, but less than 150 kbar. These values are not in accordance with the pressure of 40 kbar at the bore hole site (3,8 km from the center) derived from model calculations by DAVID (this vol.). On the other hand, the rocks at the bottom of the hole (1206 m) sustained shock pressures that were not much greater than approximately 10 kbar. The resulting pressure gradient for the whole profile is much greater than expected for the pressure decay in a propagating shock wave.

We, therefore, assume that the crystalline rock series as exposed in the drill hole is not autochthonous, but composed of several disconnected slices. We suppose that the rocks that now comprise the lower range of the profile (below about 670 m) slid down from a region close to the original crater rim and underran more greatly shocked rocks coming from an original position closer to the center.

Compensating movements of this sort are in agreement with complex structures exposed in all deeply eroded craters with diameters in excess of 10 km. In the Ries basin, such movements probably could explain the following features: The shallow shape of the present inner crater resulted from the breakdown of a deep crater; the "Kristallinwall" consists of segments of the original crater rim, left over from its breakdown by slumping; the peripheral depression between the "Kristallinwall" and the morphological outline of the basin corresponds to the masses that slid from outside radially towards the center and filled the primary hole.

Inhalt

	Seite
1. Einführung	257
2. Untersuchtes Material	258
3. Stoßwelleneffekte in einzelnen Mineralen	258
3.1. Quarz	258
3.2. Plagioklas	262
3.3. Hornblende	262
3.4. Klinopyroxen	263
3.5. Biotit	263
3.6. Klinozoisit	263
3.7. Titanit	263
3.8. Apatit	263
3.9. Baryt	263
3.10. Zirkon	264
4. Zerberchung	264
5. Shatter cones	266
6. Diskussion der Ergebnisse	266
7. Literatur	270

1. Einführung

Die Bohrung Nördlingen 1973 durchteufte unter den Sedimenten von 324,5 bis 507,7 m eine vorwiegend aus Komponenten kristalliner Gesteine verschiedener Größe bestehende, in der vorliegenden Profilbeschreibung (GUDDEN 1974) als

Suevit bezeichnete Trümmerbreccie. An einer auch im Schlumbergerdiagramm durch einen plötzlich erhöhten Widerstand kenntlichen Grenze beginnt bei 505,7 m kompakteres Kristallin, das bis zu einer wiederum durch eine Zunahme des Widerstandes kenntlichen unteren Grenze bei 602,0 m von zahlreichen Einschüben feinkörniger Breccien durchsetzt ist. Das Material dieser Zone (505,7 bis 602,0 m) wurde in der vorläufigen Profilbeschreibung als „Kristalline Auswurftrümmermasse“ beschrieben. Unterhalb von 602,0 m folgt bis zur Endtiefe (1206 m) weniger stark zerrüttetes Kristallin, das als „mehr oder minder stark zertrümmertes und wohl auch gegenüber seiner ursprünglichen Lage wenigstens vertikal disloziertes Kristallin“ bezeichnet wurde.

Es war das Ziel der vorliegenden Arbeit, an Gesteinsproben aus der gesamten Kristallinfolge unter dem Suevit, d. h. aus dem Bereich zwischen 506 und 1206 m Art und Verteilung von Effekten festzustellen, die durch Stoßwellen des Impakts erzeugt worden sind, und diese Beobachtungen für eine Deutung der Vorgänge auszuwerten, welche zur Bildung des Rieskraters führten.

2. Untersuchtes Material

Die von uns untersuchte Strecke des Bohrprofils ist in der Beilage 1 wiedergegeben. Dargestellt sind: der petrographische Charakter der kristallinen Gesteine nach der von G. GRAUP (dieser Band) gegebenen Einteilung, die Entnahmestellen der näher untersuchten Gesteinsproben (insgesamt 116), die in diesen Proben beobachteten wichtigsten Stoßwelleneffekte, geschätzte Grade der Zerrüttung (nach BAUBERGER et. al. 1974, und eigenen Dünnschliffbeobachtungen) sowie Stufen der Zersetzung der Gesteine.

3. Stoßwelleneffekte in einzelnen Mineralen

An 137 Dünnschliffen wurden die ausgewählten Gesteinsproben mikroskopisch auf Stoßwelleneffekte in einzelnen Mineralen untersucht. In keiner Probe fanden sich Schmelzerscheinungen. Mechanische auf Stoßwellen zurückzuführende Deformationen wurden an den folgenden Mineralen festgestellt: Quarz, Plagioklas, Hornblende, Klinopyroxen, Biotit, Klinozoisit, Titanit, Apatit, Baryt und Zirkon. Die Deformationsstrukturen in Klinozoisit, Baryt und Zirkon wurden bisher noch nicht beobachtet.

3.1. Quarz

Die für die Wirkung von Stoßwellen mit Spitzendrücken im Bereich zwischen ca. 100 und 300 kbar charakteristischen planaren Elemente (ENGELHARDT und BERTSCH 1969) kommen in allen quarzführenden Gesteinen im obersten Bereich zwischen 506 und 667 m sowie im Granit zwischen 762 und 775 m vor. In allen anderen Tiefenbereichen des Profils fehlen sie vollkommen.

In Dünnschliffen von 3 Graniten und 4 Amphiboliten des oberen Profilsbereiches wurden auf dem U-Tisch die kristallographische Orientierung der planaren Elemente und die durchschnittliche Zahl der verschieden orientierten Systeme pro Korn bestimmt. Die Ergebnisse sind in Tabelle 1 und Abb. 1 dargestellt. Für alle Gesteinsproben, in denen planare Elemente vorkom-

Tabelle 1

Planare Elemente im Quarz
Planar elements in quartz

Häufigkeiten der kristallographischen Orientierungen (in %)							
Gestein	Granit		Amphibolit	Granit	Amphibolit		
	511 m	540 m	582 m	604 m	625 m	650 m	667 m
Tiefe							
(0001)	6.5	16.6	6.2	13.3	17.5	2.4	22.2
(10 $\bar{1}$ 3)	43.5	42.6	56.4	50.2	52.5	58.6	55.5
(10 $\bar{1}$ 2)	19.6	17.9	25.0	13.3	12.5	26.8	11.1
(22 $\bar{4}$ 1)	3.2	1.3					
(10 $\bar{1}$ 1)	8.7	7.7	3.1	3.3		2.4	
(11 $\bar{2}$ 2)	8.7		6.2	10.0	10.0	9.8	
(11 $\bar{2}$ 1)	4.3	3.8		6.6	5.0		
(21 $\bar{3}$ 1)	1.1	2.5	3.1				5.6
(51 $\bar{6}$ 1)	3.2	5.1					5.6
(10 $\bar{1}$ 0)	1.1	2.5		3.3	2.5		
(11 $\bar{2}$ 0)							
Σ gemessene Körner	39	39	13	17	33	38	15
Σ gemessene Systeme	92	78	32	30	40	41	18
Anzahl d. Systeme		Häufigkeiten von Quarzkörnern mit x Systemen (in %)					
1	25.6	14.9	13.0	48.2	55.9	81.7	95.0
2	18.0	41.5	58.6	35.0	26.4	16.8	5.0
3	25.6	28.7	21.8	10.8	8.8	1.5	
4	2.5	6.4	2.2	3.6	5.9		
5	15.4	5.3	2.2	1.2	2.9		
6	7.7	1.1	2.2	1.2			
7	5.1	2.1					
Mittel: Syst./Korn	3.00	2.58	2.28	1.78	1.70	1.20	1.05
Σ ausgezähl. Körner	39	94	46	83	34	137	80
Σ ausgezähl. Systeme	118	242	105	148	59	164	84

men, wurde als Maß für die Intensität der Stoßwellenbeanspruchung die durchschnittliche Anzahl der im Dünnschliff (ohne Drehung auf dem U-Tisch) sichtbaren planaren Elemente pro Korn und das Verhältnis der Anzahl der Körner mit sichtbaren planaren Elementen zu der Anzahl der Körner ohne planare Elemente bestimmt. Die Ergebnisse dieser Auszählungen finden sich in Tabelle 2 und Abb. 2.

Wie in anderen stoßwellenbeanspruchten Gesteinen sind planare Elemente nach dem Rhomboeder (10 $\bar{1}$ 3) besonders häufig. Es folgen in der Häufigkeit sodann nach (10 $\bar{1}$ 2) und (0001). Die Verteilung der Häufigkeiten über den Profilteil zwischen 511 und 667 m ist nicht regelmäßig. Es läßt sich allenfalls eine Zunahme der relativen Häufigkeit des Systems nach (0001) mit zunehmender Tiefe feststellen. Da nach experimentellen Resultaten und Beobachtungen in der Natur die plastische Deformation nach (0001) bei den niedrigsten Stoßwellendruckten erfolgt, könnte man hieraus für den Bereich 511—667 m auf eine Abnahme des wirksamen Stoßwellendruckes mit zunehmender Tiefe schließen. Auffallend ist jedoch, daß planare Elemente nach (10 $\bar{1}$ 2), zu deren Erzeugung höhere Drucke erforderlich sind als zur Bildung von Elementen nach (10 $\bar{1}$ 3) im ganzen Bereich vorkommen und vor allem auch noch in der tiefsten Probe mit planaren Elementen, dem Amphibolit aus 667 m Tiefe, häufig sind. Bei einem kontinuierlichen

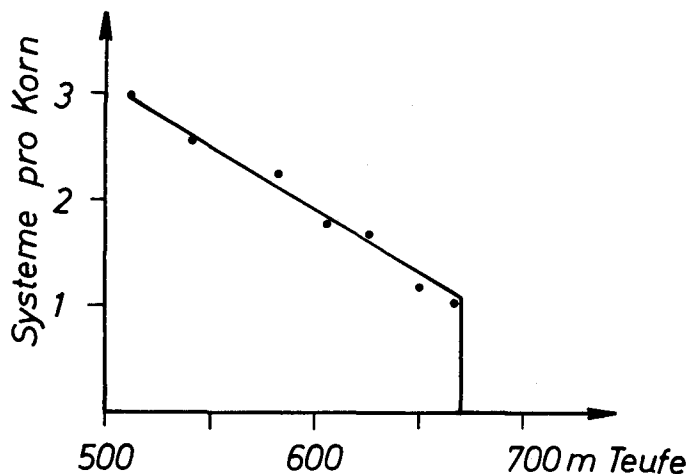


Abb. 1. Planare Elemente in Quarz: Durchschnittliche Zahl der Systeme pro Korn in Gesteinen aus 511 bis 667 m Tiefe.

Planar elements in quartz: Average number of systems per grain in rocks from 511—667 m depth.

Tabelle 2

Stoßwelleneffekte in Quarz, Hornblende und Biotit
Shock effects in quartz, hornblende and biotite

	Summe der beanspruchten und unbeanspruchten Körner	Beanspruchte Körner: Unbeanspruchte Körner	Anzahl der planaren Elemente pro beanspruchtes Korn
Planare Elemente in Quarz			
511 m	100	0.408	49.40
534 m	136	0.431	24.70
540 m	156	0.576	32.40
558 m	298	0.379	21.63
580 m	178	0.483	17.07
604 m	223	0.274	14.65
625 m	100	0.163	12.20
650 m	417	0.130	9.55
667 m	210	0.094	6.72
Planare Elemente in Hornblende			
534 m	118	0.286	17.55
582 m	309	0.231	21.10
593 m	434	0.273	25.22
610 m	456	0.250	26.30
625 m	202	0.295	23.15
650 m	341	0.322	22.80
686 m	143	0.117	15.08
710 m	182	0.190	11.61
740 m	356	0.099	9.12

Knickbänder in Biotit			Zahl der Knickbänder pro beanspruchtes Korn
511 m	30	∞	9.06
534 m	88	13.67	7.18
657 m	330	7.25	7.24
795 m	298	7.05	6.08
834 m	96	5.85	7.60
1001 m	143	10.00	4.17
1089 m	277	4.23	2.58
1201 m	146	2.48	1.80

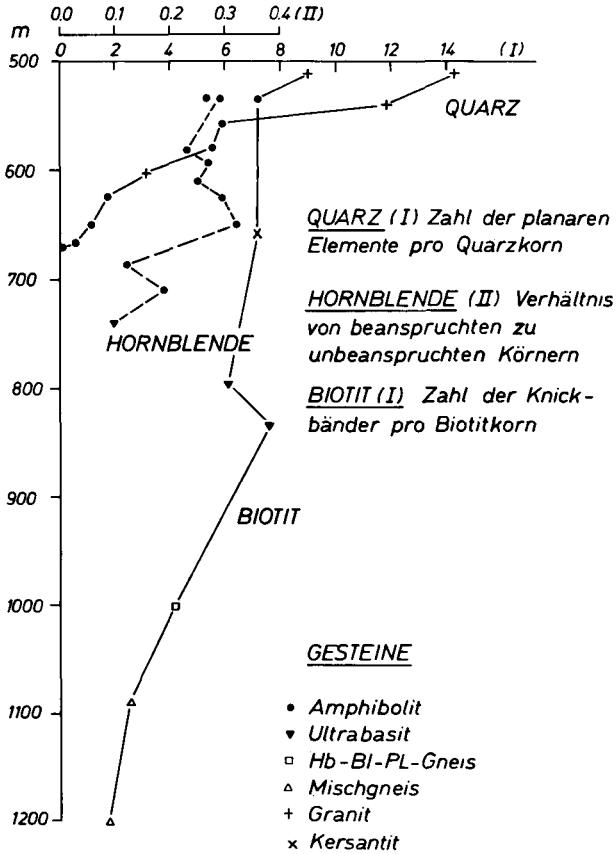


Abb. 2. Häufigkeit der Stoßwelleneffekte in Quarz, Hornblende und Biotit in Abhängigkeit von der Tiefe.

Frequency of shock effects in quartz, hornblende and biotite in dependence on the depth.

Abklingen der Stoßwellenamplitude bis an die Grenze von 100 kbar sollte man in den tiefsten Gesteinsproben nur noch planare Elemente nach (0001) erwarten, wie dies z. B. im Brentkrater beobachtet wurde (DENCE 1968). Einer kontinuierlichen Abnahme der Stoßwellenbeanspruchung im Bereich zwischen 511 und 667 m entsprechen jedoch die kontinuierliche Abnahme der Zahl der planaren Elemente pro Korn und die Abnahme der relativen Häufigkeit der Körner mit planaren Elementen mit zunehmender Tiefe. Allerdings kann man aus diesen Daten keine genauen Werte für die mittleren Stoßwellendrucke ableiten.

Tabelle 3

Orientierung der Deformationslamellen in Quarz. Nach U-Tisch-Messungen an Dünnschliffen von Gesteinsproben aus den folgenden Tiefen: 667 m, 706 m, 714 m, 755 m, 865 m, 900 m
Orientation of deformation lamellae in quartz (U-stage measurements)

Winkel der Normalen auf die Deformations- lamellen zur optischen Achse	Anzahl
20—25°	1
25—29°	3
30—34°	4
35—39°	8
40—44°	4
45—49°	1
50—54°	5
55—59°	3
60—64°	2
65—69°	6
70—74°	4
75—79°	3
80—84°	4
Zahl der vermessenen Lamellensysteme	48

Inmitten schwächer beanspruchter Gesteine liegt der Granit zwischen 762 und 775 m Tiefe. Die zahlreichen planaren Elemente in den Quarzkörnern dieses Gesteins entsprechen nach Zahl und Orientierung denen der Granitproben aus 511 Tiefe.

In manchen Gesteinsproben, aus Tiefen unter 667 m, deren Quarz keine planaren Elemente der beschriebenen Art enthält, finden sich Quarzkörner mit Deformationslamellen, wie sie ähnlich wohl auch in tektonisch deformierten Gesteinen vorkommen und experimentell bei der Verformung unter statischen Bedingungen bei Drucken bis zu 30 kbar erzeugt wurden (CHRISTIE und RALEIGH 1959, HANSEN und BORG 1962, CARTER und FRIEDMAN 1965, CRISTIE, GRIGGS und CARTER 1964, CRISTIE und GREEN 1964, u. a.). Es handelt sich um enggescharte, meist leicht leicht gebogene, schmale planare oder linsenförmige Lamellen, deren Auslöschungsstellung um kleine Winkel gegen die des Wirtskorns abweicht. Im Unterschied zu den Böhmisches Linien, die nur wenig gegen die Basis geneigt sind, variiert der Winkel dieser Deformationslamellen gegen (0001) in weiten Grenzen (Tabelle 3). In der an den Bereich mit planaren Elementen unmittelbar anschließenden Zone zwischen 670 und 726 m Tiefe finden sich Deformationslamellen in allen untersuchten Gesteinen, welche Quarz führen. Darunter nimmt, wie Beilage 1 zeigt, ihre Häufigkeit ab; doch finden sich einzelne quarzführende Gesteine mit Deformationslamellen bis zur Endtiefe.

Aus diesen Beobachtungen glauben wir ableiten zu dürfen, daß auch die Deformationslamellen auf den Impakt zurückzuführen sind und durch dynamische Drucke unter 100 kbar erzeugt wurden, zumal sie bei der Untersuchung der an der Oberfläche vorkommenden Gesteine durch G. GRAUP (1975) nicht gefunden wurden.

3.2. Plagioklas

Dekorierte planare Elemente in Plagioklas wurden nur in wenigen einzelnen Körnern der Amphibolite aus 534 und 553 m Tiefe gefunden.

3.3. Hornblende

Planare Elemente, die fast immer senkrecht zu n_z orientiert sind, wurden in Gesteinsproben aus verschiedenen Tiefen bis 740 m gefunden (Beilage 1). Die relative Menge der Körner mit planaren Elementen nimmt, wie Tabelle 2 und Abb. 2 zeigen, zwischen 650 m und 740 m mit

zunehmender Tiefe allmählich ab. Ganz sporadisch fanden sich einzelne Körner mit planaren Elementen noch in 816 m, 1168 m und 1197 m Tiefe.

3.4. Klinopyroxen

Im Klinopyroxen wurden sowohl planare Elemente als auch Zwillinglamellen gefunden, die beide etwa senkrecht zu n_z verlaufen. Die tiefste Probe mit planaren Elementen stammte aus 834 m Tiefe.

3.5. Biotit

Knickbänder in Biotit finden sich in allen untersuchten biotitführenden Gesteinen des Profils. Die durchschnittliche Zahl der Knickbänder pro Korn ist, wie Tabelle 2 und Abb. 2 zeigen, zunächst konstant und nimmt dann ab 834 m mit zunehmender Tiefe ab. Im oberen Bereich des Profils sind die Knickbänder wesentlich breiter als unten.

3.6. Klinozoisit

Quer zur Längserstreckung, d. h. etwa senkrecht [010] verlaufende, langgestreckte und zugespitzte Lamellen abweichender Auslöschung, wie sie sonst in Klinozoisit nicht vorkommen, sind vermutlich als stoßwellenmetamorphe Deformation zu deuten. Sie wurden in einer Tiefe von 610 m beobachtet.

3.7. Titanit

Bis in eine Tiefe von 913 m wurden recht häufig Zwillinglamellen gefunden.

3.8. Apatit

Apatitkörner zeigen bis in eine Tiefe von 784 m häufig eine, wohl auf Stoßwellenwirkung zurückgehende Teilbarkeit nach (10 $\bar{1}$).

3.9. Baryt

In den Barytkörnern von Baryt-Fluorapatgängen in 884 und 1014 m Tiefe wurden den planaren Elementen in Quarz sehr ähnliche Deformationsstrukturen sowie Knickbänder beob-

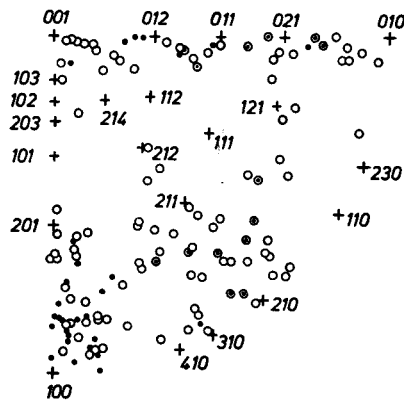


Abb. 3. Stoßwelleneffekte in Baryt aus Baryt-Fluorapatgängen in 804 und 1014 m Tiefe: Kristallographische Orientierung nach Messungen auf dem U-Tisch. Punkte: Knickbänder. Offene Kreise: planare Elemente. Kreuze: kristallographische Ebenen.

Shock effects in barite from barite-fluorite veins (804 and 1014 m). U-stage measurements. Points: kink bands, open circles: planar elements, crosses: crystallographic planes.

achtet, die aller Wahrscheinlichkeit nach durch Stoßwellen erzeugt wurden. Die Deformationsstrukturen bestehen aus Systemen streng planparalleler, manchmal leicht gebogener, dekorierte Ebenen. Die Orientierung dieser planaren Elemente und der Knickbänder ist in Abb. 3 dargestellt. In vielen Fällen sind Knickbänder und planare Elemente gleich orientiert. Bemerkenswert ist die sehr große Streuung sowohl der Orientierung der planaren Elemente als auch die der Knickbänder. Eine Bevorzugung bestimmter einfach indizierter Flächen ist nicht festzustellen. Allenfalls kann man eine Häufung längs bestimmter Zonen erkennen. So finden sich zahlreiche Systeme planarer Elemente und auch Knickbänder auf der Zone [100]. Es mögen ferner Zonenstücke von [010] zwischen (100) und (201), von [011] zwischen (100) und (211), und von [120] zwischen (210) und (211), sowie die Zone [012] bevorzugt sein.

Die Barytkörner mit planaren Elementen zeigen einen vergrößerten Winkel der optischen Achsen: Statt des normalen Wertes von $36\text{--}38^\circ$ wurden an Körnern aus 884 m Tiefe Werte zwischen 36 und 54° (Häufung bei $50\text{--}54^\circ$) und an Körnern aus 1014 m Tiefe Werte zwischen 30 und 77° (Häufung bei $53\text{--}57^\circ$) gemessen.

Mechanische Stoßwelleneffekte sind an Baryt bisher noch nicht beobachtet worden.

3.10. Zirkon

In einer Gesteinsprobe aus 614 m wurde an Zirkonkörnern eine sonst nicht bekannte Teilbarkeit nach (111) beobachtet, die wahrscheinlich auf die Wirkung von Stoßwellen zurückzuführen ist.

4. Zerberuchung

In Dünnschliffen ist zu beobachten, daß die Mineralkörner der untersuchten Gesteine von zahlreichen unregelmäßig verlaufenden Mikrobrüchen durchzogen sind. Diese können entweder tektonischen Ursprungs und vorriesisch oder durch den Impakt erzeugt worden sein. Im letzteren Fall sollte die Häufigkeit der Brüche mit zunehmender Tiefe abnehmen, falls der Stoßwellendruck im untersuchten Profildbereich mit der Tiefe abklang.

Um dies zu prüfen haben wir an 8 Gesteinsproben aus verschiedenen Tiefen die durchschnittliche Anzahl der Brüche pro Quarzkorn (schieb und parallel zur Basis) und den Bruchindex nach SHORT (1966) bestimmt. Die Ergebnisse sind in

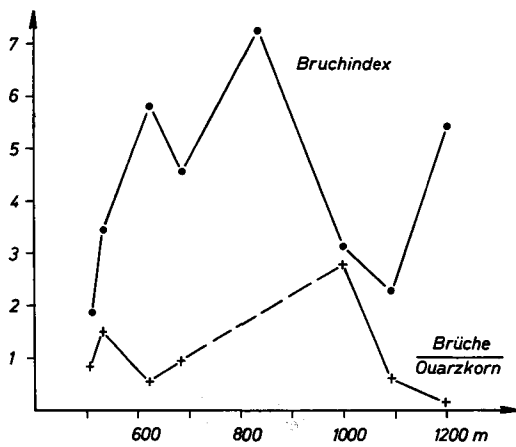


Abb. 4. Brüche in Quarzkörnern in Abhängigkeit von der Tiefe.

Fractures in quartz grains in dependence on the depth.

Tabelle 4

Häufigkeit von Brüchen in Quarzkörnern. F = Bruchindex nach SHORT (1966)
 Frequency of fractures in quartz grains. F = fracture index after SHORT (1966)

Tiefe m	Gestein	F	Durchschnittliche Zahl der Brüche pro Quarzkorn		
			parallel zur Basis	schief zur Basis	insgesamt
511	Bia. Gr.	1,85	0,06	0,70	0,76
534	A	3,45	0,40	1,08	1,48
625	A	5,80	0,10	0,44	0,54
684	Hb. B. P. Gn.	4,56	0,13	0,82	0,95
834	U	7,25	—	—	—
1001	Hb. B. P. Gn.	3,13	0,64	2,14	2,78
1089	M. Gn.	2,27	0,11	0,50	0,61
1201	M. Gn.	5,43	0,02	0,15	0,17

Bia. Gr. = biotitarmer Granit; A. = Amphibolit; Hb. B. P. Gn. = Hornblende-Biotit-Plagioklas-Gneis; U. = Ultrabazit; M. Gn. = Mischgneis.

Bruchindex nach SHORT: $F = 1/100$ der Zahl aller Brüche, die bei 100facher Vergrößerung den Vertikal- und Horizontalfaden des Fadenkreuzes in 50 Gesichtsfeldern schneiden.

Tabelle 4 und Abb. 4 dargestellt. Eine systematische Tiefenabhängigkeit der Bruchhäufigkeit ergibt sich aus diesen Zahlen nicht.

In Gesteinen, deren Mineralkörner Deformationsstrukturen enthalten, die durch den Impakt erzeugt wurden, kann man gelegentlich Altersbeziehungen zwischen plastischen Stoßwellendeformationen und Brüchen beobachten. In mehreren Fällen wurden Brüche gefunden, die jünger sind als die Stoßwellendeformationen: So verwerfen im Granit aus 511 m Tiefe glatte Brüche im Quarz planare Elemente. Dasselbe ist der Fall in Granitproben aus 766 und 772 m Tiefe. Im Ultrabazit aus 834 m Tiefe werden in Klinopyroxenkörnern planare Elemente durch Brüche verworfen. Diese Beobachtungen zeigen, daß in manchen Gesteinen nach dem Durchgang der Stoßwelle mechanische Spannungen auftraten, die zu Sprödbrüchen führten.

In anderen Fällen setzen Systeme planarer Elemente in Quarzkörnern an Brüchen aus, so z. B. in den oben genannten Granitproben aus 766 und 772 m Tiefe. Diese Brüche sind demnach älter als der Impakt.

An verschiedenen Stellen des Profils werden die Gesteine von makroskopisch sichtbaren schmalen Zonen intensiver Zerbrechung durchzogen, die vermutlich durch den Impakt erzeugt wurden. Sie unterscheiden sich von den älteren tektonischen Myloniten durch die vollständige Zerstörung des ursprünglichen Gefüges und von den Gangbreccien dadurch, daß sie nur aus Bruchstücken der Gesteine bestehen, in denen sie vorkommen.

Die Lage dieser Zerbrechungszonen im Profil ist für die Deutung der Gesteinsfolge von größter Wichtigkeit, da sie Ebenen anzeigen, längs denen im Untergrund des heutigen Kraters im Verfolg des Impakts Bewegungen von mög-

licherweise erheblichem Umfang stattgefunden haben. Wir waren leider nicht in der Lage, das gesamte Profil auf die Breccienzonen hin zu durchmustern und können im folgenden nur diejenigen Zonen der Zerbrechung beschreiben, die wir in den von uns entnommenen Kernstücken gefunden haben: Das Granitpaket zwischen 762 und 775 m Tiefe ist im Gegensatz zu den umgebenden Gneisen stark zerrüttet und zeigt auch im mikroskopischen Bild eine Zerbrechung, die z. T. auf schmale, gangförmige Zonen beschränkt ist, z. T. auch größere Partien umfaßt. Während das Gefüge des Granits im mittleren Teil der Einschaltung trotz der Zerrüttung noch gut erhalten ist, ist es an den Kontakten durch Breccierung zerstört. Auch der umgebende Gneis ist sowohl am liegenden als auch am hangenden Kontakt kleinstückig brecciiert. Zwischen Gneis und Granit sind mehrere cm-breite Lagen feinkörniger Breccien eingeschaltet, die, soweit sie sich im Mikroskop auflösen lassen, vorwiegend aus Komponenten des Granits mit wenigen Beimengungen aus dem Gneis bestehen. Aus dem Granit stammende Quarzkörner sind an den Systemen planarer Elemente kenntlich, die nur in dieser Graniteinschaltung, nicht aber in den umgebenden Gneisen vorkommen.

Weitere Zonen der durch Impakt erzeugten Breccierungen, die wir an den von uns untersuchten Kernproben feststellen konnten, sind im Profil der Beilage 1 dargestellt. Manche von ihnen kommen zusammen mit Gangbreccien vor. Besonders intensiv sind die Breccierungen im Bereich zwischen 1130 und 1190 m, wie dies bereits von STETTNER (1974) hervorgehoben wurde, sowie zwischen 726 und 790 m.

5. Shatter cones

HÜTTNER (ds. Bd.) beschreibt shatter cones vor allem aus dem Bereich des Profils zwischen 602 und 727 m, erwähnt jedoch auch ihr Vorkommen im Abschnitt zwischen 506 und 602 m. In diesem Profilteil fanden wir shatter cones und shatter cone-artige Bruchflächen in folgenden Gesteinsproben:

<i>Tiefe (m):</i>	<i>Gestein:</i>
509	biotitarmer Granit
510	Hornblende-Flecken-Kersantit
536	Amphibolit
552	Amphibolit
558	Amphibolit
573	Amphibolit
580	Amphibolit
582	Amphibolit
593	Amphibolit
602	Amphibolit

6. Diskussion der Ergebnisse

Die an den Mineralen beobachteten Stoßwelleneffekte zeigen, daß die Gesteine der Zonen 506 bis 667 m sowie 762 bis 775 m der Stufe I der Stoßwellenmetamorphose angehören, welche durch das Vorkommen von planaren Elementen in

Quarz gekennzeichnet ist. Diese Deformationsstrukturen erfordern zu ihrer Bildung mittlere Spitzendrucke von mindestens 100 kbar. Eine obere Grenze für die Stoßwellendrucke, denen die Gesteine dieser Zone ausgesetzt waren, ergibt sich aus der Tatsache, daß diaplektische Gläser von Quarz und Feldspat fehlen, deren Entstehung Drucke über 300 kbar erfordert und daß auch planare Elemente in Plagioklas nur ganz sporadisch beobachtet wurden. Die letzteren erfordern Drucke über 150 kbar (STÖFFLER 1972). Wir schließen daraus, daß die Gesteine zwischen 506 und 667 m und zwischen 762 und 775 m Stoßwellendrucke erlitten, die im Mittel höher als 100 und nicht höher als 150 kbar waren.

Es ist bemerkenswert, daß die kristallinen Gesteine zwischen 506 und 667 m Tiefe, wie Abb. 1 und 2 zeigen, einen hinsichtlich der Stoßwellenbeanspruchung einheitlichen Komplex bilden, obwohl bei 602 m eine lithologische Grenze liegt, insofern die Serie über 602 m zahlreiche, mächtige Einschaltungen von suevitähnlichen Breccien enthält, die unter 602 m fehlen. Diese makroskopisch auffallende Erscheinung führte dazu, daß die Gesteinsfolge zwischen 506 und 602 m bei der ersten Bearbeitung des Profils zum Suevit gerechnet (STETTNER 1974) und als Auswurftrümmermasse (GUDDEN 1974) bezeichnet wurde, eine Deutung, der sich später auch EL GORESY und CHAO (1976) ohne nähere Begründung anschlossen.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt nun, daß sich die Stoßwelleneffekte im gesamten Bereich von 506 bis herunter zu 667 m kontinuierlich ändern, ohne daß bei 602 m irgend eine Grenze zu erkennen ist. Sowohl an der Zahl der planaren Elemente und der Zahl der Deformationssysteme pro Quarzkorn als auch an der relativen Anzahl der stoßwellenbeanspruchten Quarz- und Hornblendekörner läßt sich ablesen, daß die kristallinen Gesteine des ganzen Bereichs einen ursprünglich zusammenhängenden Komplex bilden, der von einer Stoßwelle allmählich abnehmender Intensität durchlaufen wurde. Auch die shatter cones verteilen sich recht gleichmäßig über den ganzen Bereich von 506 bis 727 m. Auch werden die Gesteine zwischen 506 und 602 m ebenso von geringmächtigen Gangbreccien durchsetzt wie die Partien unter 602 m. Wir möchten daher annehmen, daß die kristallinen Gesteine von 506 m bis mindestens 667 m sich noch im wesentlichen in derselben Aufeinanderfolge befinden, wie sie von der Stoßwelle angetroffen wurden und daß in den oberen Teil dieser Gesteinsserie nach dem Durchgang der Stoßwelle suevit-ähnliche Breccien eingepreßt wurden. Der gesamte Komplex hat die Entlastungsphase überstanden, ohne ausgeworfen zu werden.

Unterhalb 670 m bis zur Endtiefe befinden sich alle kristallinen Gesteine mit Ausnahme der Graniteinschaltung zwischen 762 und 775 m in der Stufe 0 der Stoßwellenmetamorphose. Plastische Deformationen verschiedener Minerale in allen untersuchten Gesteinen zeigen, daß sie sämtlich die Einwirkungen von Stoßwellen erfahren haben, deren Spitzendrucke unter 100 kbar lagen. Wo die planaren Elemente in Quarz aufhören, setzen die oben beschriebenen Deformationslamellen ein, die sich bis in größere Tiefen verfolgen lassen, an Häufigkeit jedoch abnehmen. Die plastische Deformation von Hornblende reicht deutlich bis zu einer Tiefe von 740 m, einzelne Körner mit planaren Elementen wurden noch in größerer Tiefe beobachtet. Stoßwellendeformierte Pyroxenkörner wurden bis in eine Tiefe von 834 m gefunden. Knickbänder in Biotit reichen bis zur Endtiefe, werden aber so schwach, daß man den Eindruck hat, daß der Stoßwellendruck

in 1200 m Tiefe etwa den Minimalwert der zur Erzeugung von Knickbändern erforderlichen Höhe hatte (10 kbar).

Diese Beobachtungen im tieferen Teil des Profils sprechen für eine Abnahme des wirksamen Stoßwellendruckes mit zunehmender Tiefe. Nimmt man an, daß für die Erzeugung der planaren Elemente im Quarz in 667 m Tiefe ein Druck von 100 kbar erforderlich war, und daß in der Endtiefe von 1200 m ein Druck von 10 kbar herrschte, der Minimaldruck zur Erzeugung von Knickbändern in Biotit, so erhält man einen Abfall des Stoßwellendruckes von etwa 90 kbar auf 500 m. Dieser Gradient ist überraschend hoch.

Die Oberkante der kristallinen Gesteine in der Bohrung ist etwa 3,8 km vom Auftreffpunkt (ERNSTSON 1974, GRAUP 1975) des Projektils entfernt. Nach der neuen Abschätzung von DAVID (dieser Band) ist in dieser Entfernung vom Zentrum ein Druck von etwa 40 kbar anzunehmen. Nach der Modellrechnung von DAVID nahm am Ort der Bohrung der Stoßwellendruck in der fortschreitenden Wellenfront in radialer Richtung um etwa 30 kbar/km ab. In einem vertikal, d. h. etwa tangential zu den Stoßwellenisobaren verlaufenden Profil durch die ungestört lagernden Gesteine des Untergrundes ist ein wesentlich geringerer Abfall des Stoßwellendruckes zu erwarten als der aus den Beobachtungen an den Mineralen abgeschätzte Wert von ca. 180 kbar/km (vgl. hierzu Abb. 2 bei DAVID, ds. Bd.). Für dieses mit der Tiefe überraschend schnelle Abklingen der Stoßwelleneffekte unterhalb von etwa 667 m müssen daher andere Möglichkeiten der Erklärung in Erwägung gezogen werden als die normale Abnahme des Druckes in der sich ausbreitenden Stoßwellenfront.

Daß die Lagerungsverhältnisse in der von der Bohrung durchteuften Gesteinsfolge komplizierter sind als dies zunächst den Anschein hat, wird durch den Granit angezeigt, der in 762 bis 775 m Tiefe den Gneisen eingelagert ist. Während die umgebenden Gneise der Stufe 0 der Stoßwellenmetamorphose angehören, sind die Quarzkörner dieses Granits ebenso voll von planaren Elementen wie die Granite in 511 und 540 m Tiefe. Dieser Granit hat daher sicherlich höhere Stoßwellendrucke erfahren als die liegenden und hangenden Gneise.

Es ist unwahrscheinlich, daß in der Granitlage durch Brechung, Reflexion und Impedanzunterschiede höhere Spitzendrucke entstanden als in den umgebenden Gneisen. Es muß daher angenommen werden, daß der Granit nach dem Durchgang der Stoßwelle als eine Schuppe aus einer Zone höherer Stoßwellendrucke in die jetzige Position inmitten schwach beanspruchter Gneise eingepreßt wurde. Die oben beschriebenen Breccien an den Kontakten zwischen Granit und Gneis sprechen für heftige Relativbewegungen zwischen beiden Gesteinen, die nach der Stoßwellenbeanspruchung des Granits stattgefunden haben müssen, da die Breccien Quarzkörner aus dem Granit mit planaren Elementen enthalten. Daß die Relativbewegung zwischen Gneis und Granit von bedeutender Reichweite war, geht daraus hervor, daß der Granit einen um mindestens 50 kbar höheren Stoßwellendruck erfahren haben dürfte als der Gneis.

Wenn an den Granit-Gneis-Kontakten in 762 und 775 m Tiefe bedeutende Verschiebungen angenommen werden müssen, so stellt sich die Frage, ob das Profil nicht noch von weiteren flach verlaufenden Störungen durchsetzt wird, an

denen Relativbewegungen stattgefunden haben, die im Anschluß oder im Verlauf der Kraterbildung Form und Untergrund des Kraters modifizierten. Spuren derartiger Bewegungen mögen die oben erwähnten Zonen der Brecciiierung sein, die im Profil zu erkennen sind. Der besonders stark brecciierte Bereich zwischen 1130 und 1190 m Tiefe wurde bereits von STETTNER (1974) als ein mögliches Anzeichen weitreichender Gleitbewegungen diskutiert.

Wenn man davon ausgeht, daß nicht nur der Granit zwischen 762 und 775 m später eingeschoben wurde, sondern daß, wie schon STETTNER (1974) vermutete, die ganze von der Bohrung durchteufte Folge kristalliner Gesteine nicht autochthon ist, ergibt sich eine zwanglose Erklärung auch für die zu hohe Stoßwellenbeanspruchung der Gesteinspartie zwischen 506 und 667 m sowie für die schnelle und, wie es scheint, z. T. auch unstetige Abnahme der Stoßwelleneffekte mit der Tiefe im unteren Teil des Profils: Wir möchten annehmen, daß das von der Stoßwelle durchlaufende Grundgebirge während der Bildung des endgültigen Kraters durch radial gerichtete Gleitbewegungen großen Ausmaßes derart zerschert wurde, daß schwach beanspruchte Gesteinspakete, die heute den unteren Teil des Profils bilden, in unmittelbarem Kontakt mit den stärker stoßwellenmetamorphen Gesteinen kamen, die im oberen Profilteil anstehen. Eine solche sekundäre Zerstörung der ursprünglichen Abfolge könnte es auch erklären, daß die obere Serie von Gesteinen der Stoßwellenstufe I in 667 m abrupt mit einem Gestein abbricht, dessen Quarz planare Elemente nach (10 $\bar{1}$ 2) enthält, ohne daß darunter planare Elemente auftreten, die geringeren Drucken bis herunter zu 100 kbar entsprechen.

Über die mutmaßliche Richtung der Gleitbewegungen kann zur Zeit nur sehr Allgemeines festgestellt werden: Die zu schwach beanspruchten Gesteine unterhalb 667 m müssen aus weiter außen gelegenen Bereichen stammen und sind aus der Gegend des Kraterandes in ihre jetzige Lage geglitten. Dabei haben diese Massen höher stoßwellenmetamorphe Gesteine des oberen Profilbereiches unterfahren. Diese Serie zwischen 506 und 670 m macht, wie wir sehen, den Eindruck eines oben stark aufgelockerten, im wesentlichen aber doch einheitlichen Blockes, der von der Stoßwelle in einer dem Zentrum näheren Position durchlaufen wurde. Das ganze obere Gesteinspaket hat sich — entgegengesetzt wie die tieferen Massen — radial nach außen bewegt. Daß zentrifugal gerichtete Bewegungen im höheren Teil des Profils vorkamen, zeigt die zwischen 762 und 775 m in schwach beanspruchte Gneise eingepreßte Granitscholle.

Insgesamt ergeben sich somit aus den Befunden der Bohrung für die Bildung des Rieskraters die Umrisse eines recht komplexen Modells: Nach dem Durchgang der Stoßwelle konnte es trotz des Auswurfs von lockerem Material nicht zur Bildung eines tiefen Kraters kommen, da sogleich vom Rande her Schuppen schwach beanspruchter Gesteine einglitten und unter höher liegenden Paketen stärker beanspruchter Gesteine zur Ruhe kamen, welche wie das ausgeworfene lockere Material, einen radial nach außen gerichteten Schub erfuhren.

Die von uns vorgeschlagene Deutung des Profils der Bohrung Nördlingen 1973 entspricht der aus der Struktur der tief erodierten kanadischen Krater abgeleiteten Annahme von DENCE (1968) über den komplexen Bau aller Impaktkrater mit Durchmesser über 10 km. Unsere Deutung steht ferner im Einklang

mit den von einem von uns (EENGELHARDT 1975), von GALL, MÜLLER und STÖFFLER (1975), sowie von DAVID (dieser Band) geäußerten Vermutungen, daß die heutige äußere und innere Gestalt des Rieskraters durch zum Kraterzentrum hin gerichtete ausgleichende Gleitbewegungen zustande gekommen ist. Nach diesen Vorstellungen ist der Rand des Kraters, der ursprünglich in Bereich der ringförmigen, mit Seesedimenten gefüllten Senke zwischen „Kristallinwall“ und morphologischen „Riesrand“ lag, durch Abgleitungen in den Krater abgesunken und an der Oberfläche nur noch in Gestalt einzelner Blöcke des „Kristallinwalles“ sichtbar. Die periphere Senke entspricht den in den Krater abgesunkenen Massen, durch welche die überaus flache Schüsselform des heutigen Kraters entstanden ist.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft danken wir für die Förderung dieser Untersuchung.

7. Literatur

- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. u. STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- CRISTIE, J. M. and RALEIGH, C. B.: The origin of deformation lamellae in quartz. — *Am. J. Sci.*, **257**, p. 385—407, New Haven 1959.
- CRISTIE, J. M. and GREEN, H. W.: Several new slip mechanisms in quartz. — *Trans. Am. Geophys. Union*, Washington **45**, p. 103, 1964.
- CRISTIE, J. M., GRIGGS, D. T. and CARTER, N. L.: Experimental evidence of basal slip in Quartz. — *J. Geol.*, **72**, p. 734—756, Chicago 1964.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 350—378, München 1969.
— Abschätzung von impaktmechanischen Daten aufgrund von Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- DENCE, M. R.: Shock zoning at Canadian Craters: petrography and structural implications. In: FRENCH, B. M. and SHORT, N. M. (editors): *Shock Metamorphism of Natural Materials*. — Mono Book Corp., p. 169—184, Baltimore 1968.
- ENGELHARDT, W. v. and BERTSCH, W.: Shock induced planar deformation structures in quartz from the Ries Crater, Germany. — *Contr. Mineral. and Petrol.*, **20**, p. 203—234, Berlin 1969.
- ENGELHARDT, W. v.: Some new results and suggestions on the origin of the Ries basin. — *Fortschr. Miner.*, **52**, p. 375—384, Stuttgart 1975.
- ERNSTSON, K.: The Structure of the Ries Crater from Geoelectric Depth Soundings.. — *Z. Geophys.*, **40**, S. 639—659, Berlin 1974.
- GALL, H., MÜLLER, D. und STÖFFLER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Geol. Rundschau*, **64**, S. 915—947, Stuttgart 1975.
- GORESY, A. EL and CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater. — The discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, **31**, p. 330—340, Amsterdam 1976.
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. — Diss. Univ. Tübingen 1975.
— Die Petrographie der kristallinen Gesteine der Bohrung Nördlingen. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.

- HANSEN, E. and BORG, J. Y.: The dynamic significance of deformation lamellae in quartz of a calcite cemented sandstone. — *Am. J. Sci.*, **260**, p. 321—336, New Haven 1962.
- HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- SHORT, N. M.: Effects of Shock Pressures from a Nuclear Explosion on Mechanical and Optical Properties of Granodiorite. — *J. Geophys. Res.*, **71**, No. 4, p. 1195—1215, Washington 1966.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, München 1974.
- STÖFFLER, D.: Deformation and transformation of rockforming minerals by natural and experimental shock process: I Behaviour of minerals under shock compression. — *Fortschr. Miner.*, **49**, p. 50—113, Stuttgart 1972.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 4. 10. 1976.

Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von RUDOLF HÜTTNER

Mit 4 Abbildungen und 1 Beilage

Kurzfassung

Bearbeitet wurde der geschlossene Kristallinkomplex von 602 m bis Endteufe 1206 m durch Beobachten und Messen des Einfallens von Klüften, Störungsflächen und der darauf ausgebildeten Striemungen, der Art und Weise der Einlagerung von feinkörnigen Impakt-Gangbreccien und insbesondere der Ausbildung von Shatter Cones und shatter-cone-artigen Riefungen. Es ergab sich, daß ein wesentlicher Teil der Deformation des Kristallins (Zerrüttung, Verruschelung, Brecciiierung) bereits vor dem Impakt vorhanden war und auf tektonische Bewegungen im Zuge des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments, einer alten Narbenzone, zurückgeht. Dem Impakt können folgende Bruch- und Bewegungsvorgänge zugeordnet werden:

- a) Entstehung von Shatter-Cone-Bruchflächen in nach unten abnehmender Anzahl und Deutlichkeit beim Durchgang der Stoßwelle. Vermutlich entstanden auch kleine, flache, feingestriemte Verschiebungsklüfte zum Teil und vor allem im höheren Bereich der untersuchten Zone in dieser Phase bei einer kraterauswärtigen Bewegung, die der Stoßwelle nachfolgte.
- b) Aufreißen des Gebirges, hauptsächlich an alten Klüften und Störungszonen bei der Rückfederbewegung, Einlagerung von feinkörnigen Impakt-Gangbreccien.
- c) Zerbrechen des Gebirges an zahllosen kleinen Klüftchen, die das Gestein ohne oder mit geringem Versatz älterer Vorzeichnungen (tektonische Klüfte und Shatter-Cone-Bruchflächen) durchziehen, wahrscheinlich beim Rückfall nach dem Anheben durch die Rückfederbewegung.
- d) Relativbewegungen kleiner Komplexe erzeugten feine Striemungen mit überwiegend horizontaler Komponente, die sich auch über Impakt-Gangbreccien finden, oder schlierige Gefüge in Gangbreccienlagen, die zur Bewegungsrichtung günstig gelegen waren. Dies waren wahrscheinlich einer zentripetalen Massenbewegung untergeordnete Teilbewegungen. Große Schollengleitungen lassen sich nicht nachweisen; das kristalline Grundgebirge wurde vielmehr durch zahlreiche Kleinverschiebungen gleichsam homogen verformt.

Summary

The almost continuous crystalline rock complex from metre 602 to the final depth of 1206 m was investigated, i. e., observing and measuring the dip of joints, shear joints and fault planes, the dip of striae, the style of intercalations of finegrained impact breccia dykes and especially the development of shatter cones and shatter-cone-like diverging striations. The result was, that an essential part of the deformation of the crystalline basement (jointing, brecciation, disruption) was caused prior to the impact by stress and movement in the old tectonic zone of the

Swabian-Franconian Lineament. The following processes of fracturing and movement are attributed to the impact:

- a) Formation of shatter cone fractures decreasing in number and distinctiveness with increasing depth by the shock wave. In addition, small delicately striated shear joints were probably produced by an outward-movement that followed the shock wave, particularly in the upper part of the investigated profile.
- b) Disruption of the rock on the release of shock compression, mainly following old joints and crushed zones, and intercalating of finegrained impact breccia dykes.
- c) Breaking of the rock under innumerable small joints, accompanied partly by small movements, that produced offsets on older tectonic joints and on the surface of some shatter cones, generated probably by the fall back of the rock mass after being uplifted upon pressure release.
- d) Motions of small rock complexes against each other produced dainty striations with a predominantly horizontal component. These striations are developed on fracture planes in crystalline rock and across some finegrained impact breccia dykes. In some other finegrained impact breccia dykes a schlieren-like fabric indicates motions in the planes of these dykes. This movements may have been second order effects of a centripetal net transport of crystalline masses. There is no evidence of gliding of large complexes, but it appears as if numerous small displacements deformed the crystalline rocks on a large scale in a relatively homogeneous fashion.

Ziel der Untersuchung war es, die makroskopisch erkennbaren Wirkungen des Impakts auf den kristallinen Untergrund, also die Art und Weise und den Grad der Zertrümmerung oder Zerrüttung und evtl. Bewegungen zu erfassen. Dazu wurden die Bohrkerne vom Einsetzen der geschlossenen Kristallinmasse bei 602 m bis zur Endteufe eingehend durchgesehen. Auffallende Klüfte und Bewegungsspuren wurden notiert und der Grad des Einfallens gemessen (Feststellung des Streichens war i. a. nicht möglich, da die Kerne bis auf wenige Ausnahmen nicht azimuthal orientiert sind). Bei der ersten Durchsicht machte das Kristallin einen stark zerrütteten, zonenweise völlig brecciierten Eindruck, und es lag zunächst einmal nahe, diese Wirkungen dem Impakt zuzuschreiben. Bei der eingehenden Untersuchung kamen mir jedoch immer mehr Zweifel. Der starke Wechsel im Grad der Zerrüttung mit einer generellen Zunahme nach der Tiefe paßte nicht in das erwartete Bild. Dazu traten Beobachtungen, die auf eine mehrphasige, über einen längeren Zeitraum verteilte Beanspruchung schließen ließen (Durchtrümmerung von Deformationsbreccien mit Mineralgängen in mehreren Phasen, s. unten). Daraus konnte auf eine starke tektonische Beanspruchung des kristallinen Untergrunds vor dem Impakt geschlossen werden. Es war daher geboten, besonderes Augenmerk auf sicher mit dem Impakt zusammenhängende Bruch- und Bewegungsstrukturen zu richten. Als solche treten auf: Shatter Cones und shatter-cone-artige Riefungen, feinkörnige Gangbreccien, die in unregelmäßigen Spalten und Rissen in das Kristallin eingelagert sind, sowie Bewegungsspuren in und auf diesen.

S h a t t e r C o n e s werden heute allgemein als Impakterscheinungen angesehen. Sie wurden in vielen, sicher identifizierten Impaktstrukturen nachgewiesen (DIETZ 1968) und gelten als Kennzeichen relativ niedriger Stoßwellenbeanspruchung. Wohlausgebildete Shatter Cones (Abb. 1) sind in dem untersuchten Kristallin allerdings nicht häufig zu beobachten, und zwar nur im höheren Bereich. Viel häufiger und stellenweise massenhaft treten jedoch shatter-cone-artige Riefungen auf, die durch alle Übergänge mit typischen Shatter Cones verbunden sind und somit sicher auf die gleiche Ursache zurückgehen. Diese Riefungen sind die Spuren

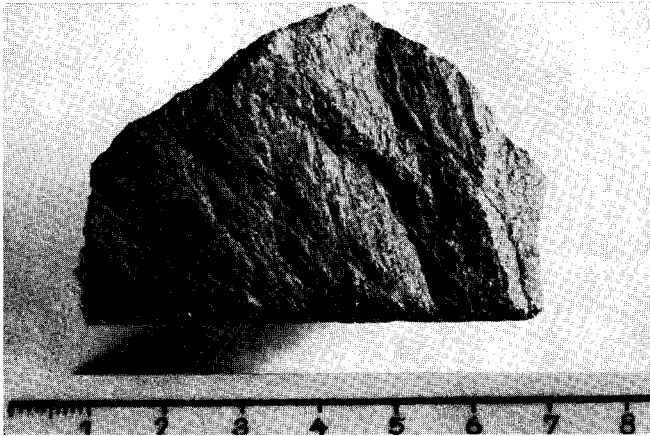


Abb. 1. Shatter Cone in Amphibolit bei Teufe 631,0 m.

Shatter cone in amphibolite at depth 631.0 m.

von Scherbewegungen, die unter der von der Stoßwelle erzeugten starken Kompression erfolgt sind. Ihr Charakteristikum ist das Divergieren der Striemungen (Abb. 2). Nach dem Durchgang der Stoßwelle sind die Verschiebungen zwischen den beiden Seiten der Scherbruchflächen mit dem Abbau der elastischen Spannungen wieder weitgehend zurückgegangen, so daß makroskopisch kein Versatz erkennbar ist.

Das Auftreten von Shatter Cones und der verwandten Bildungen (bis zur Grenze der Unsicherheit gegenüber tektonischen Striemungen) ist in Beilage 1 dargestellt. Gemessen wurde das Einfallen der Flächen und der auf diesen ausgebildeten Riefungen. Diese Flächen sind meist gebogen, gewellt, runzlig oder gestuft. Bei kleineren Abweichungen von der Ebene wurde ein Mittelwert eingetragen, bei größeren zwei Punkte, die durch eine Linie verbunden sind. Das Einfallen der Riefungen wird je Fläche durch einen Punkt wiedergegeben, der einem nach Augenmaß gewonnenen Mittelwert der divergierenden Richtungen entspricht (Beil. 1, oberes Diagramm). Es stehen sich also je ein Einfallswinkel der Fläche und der darauf ausgebildeten Riefungen auf der Tiefenskala gegenüber.

Die Zahl der Messungen (= Zahl der Punkte) gibt einen Eindruck von der Häufigkeit des Auftretens dieser Strukturen. Dazu ist zu bemerken, daß die wirkliche Zahl der Shatter-Cone-Bruchflächen im Bohrkern noch erheblich höher anzunehmen ist, denn die Beobachtungen und Messungen wurden nur an den bereits auseinandergebrochenen Teilen vorgenommen. Wenn man den Bohrkern aufklopft, kommen, vor allem im oberen Bereich (zwischen 602 und 727 m), noch erheblich mehr im Gestein vorhandene Shatter-Cone-Bruchflächen zum Vorschein. Auf dem oberen Teil der unteren Skala ist der besseren Übersichtlichkeit wegen die Anzahl der beobachteten Shatter Cones und shatter-cone-artigen Brüche pro Meter Bohrkern dargestellt. Es fällt auf, daß eine starke Häufung in den obersten 125 m (von 602 bis 727 m) vorliegt. Darunter treten sie nur noch in bestimmten Zonen häufiger auf, so von 771—774 und 828—1013 m, erreichen aber die

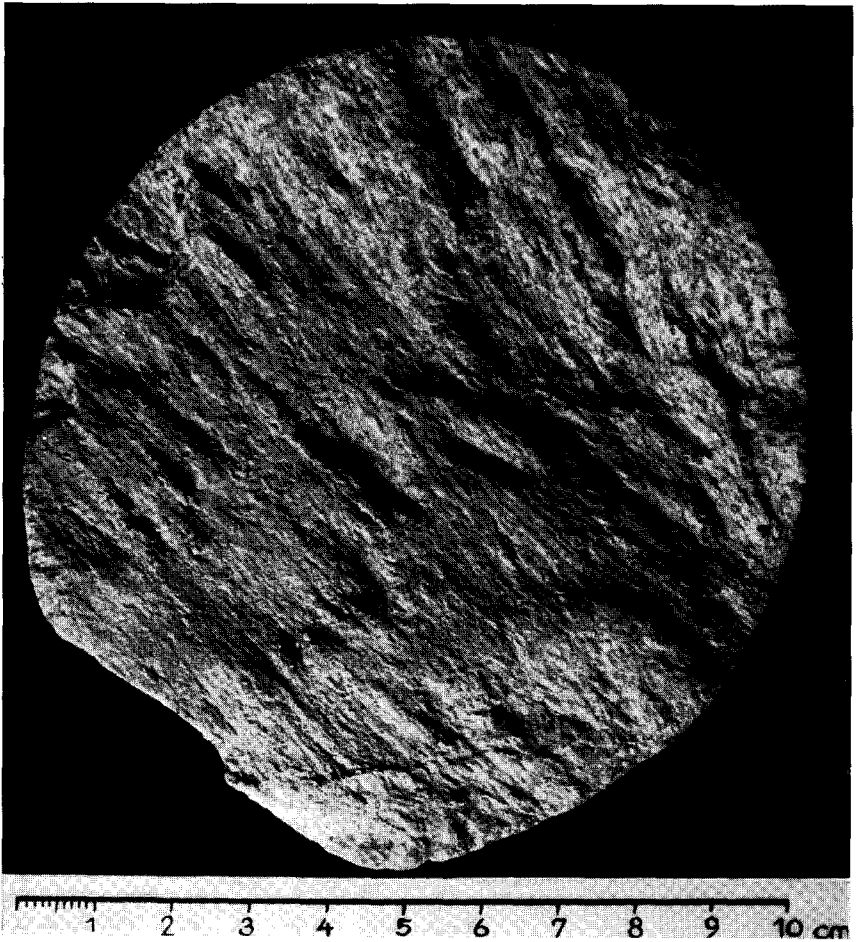


Abb. 2. Shatter-cone-artige Riefung in Granit bei Teufe 602,95 m. Der untere Teil der Fläche ist ein alter, überprägter Haarriß, der obere Teil ist frisch im Gestein angelegt.

Shatter-cone-like striations in granite at depth 602.95 m. The lower part of the surface is an overprinted old hair crack, the upper part is a new fracture made by the impact.

Maxima der obersten Zone nicht mehr. Noch tiefer wurden nur noch vereinzelt und meist undeutliche shatter-cone-artige Bildungen beobachtet. Es herrscht also eine allgemeine Abnahme in der Häufigkeit und auch in der Deutlichkeit der Ausbildung von oben nach unten, die im Zusammenhang mit der abnehmenden Stoßwellenstärke verständlich ist. Der Umstand, daß die Abnahme der Shatter-Cone-Bildungen jedoch diskontinuierlich erfolgt, legte die Vermutung eines Zusammenhangs mit der Gesteinsbeschaffenheit nahe. Die Shatter-Cone-Beobachtungen wurden daher in das Profil von BAUBERGER, MIELKE, SCHMEER & STETTNER (1974, Beil. 1) eingetragen. Dabei zeigte sich zwischen der Lithologie und dem Auftreten von Shatter Cones und verwandten Bildungen kein genereller Zusammenhang, mit Ausnahme der Ultrabasite, in welchen fast keine derartigen Strukturen beobachtet werden konnten. Es ergab sich jedoch ein überraschender Zu-

sammenhang mit dem Zerrüttungsgrad, den BAUBERGER et al. in 5 Stufen neben dem Profil dargestellt haben. Diese Darstellung ist zur besseren Vergleichsmöglichkeit auf Beil. 1 (unterer Teil der unteren Skala) übernommen. Man erkennt eine umgekehrte Korrelation der Shatter-Cone-Häufigkeit mit dem Zerrüttungsgrad: Shatter-Cone-Häufungen sind nur dort zu beobachten, wo ein geringer Zerrüttungsgrad vorhanden ist. Daraus kann geschlossen werden, daß eine starke Gesteinszerrüttung zur Zeit des Impakts bereits vorhanden war und für die mangelhafte oder fehlende Ausbildung von Shatter-Cone-Strukturen in bestimmten Bereichen verantwortlich ist. Stark zerrüttete oder brecciierte Partien, die zudem nach Ausweis der sie durchdrückernden Mineralgäugchen (s. unten) mehr oder weniger hydrothermal zersetzt waren, boten der Shatter-Cone-Bildung nicht dieselben günstigen Voraussetzungen wie die kompakteren und frischeren Gesteinskomplexe. Die Gesteinszerrüttung und Brecciiierung muß also zu einem wesentlichen Teil tektonischen Ursprungs sein.

Die beiden Diagramme (Shatter-Cone-Häufigkeit und Zerrüttungsgrad) stimmen im beschriebenen Sinne teilweise bis in einzelne Maxima und Minima überein. Wenn an anderen Stellen die Korrelation weniger gut ist, dann ist zu bedenken, daß die Darstellung des Zerrüttungsgrades auf einer Abschätzung beruht und daher mit subjektiven Fehlern behaftet sein kann, und daß in diese Darstellung auch die zweifellos vorhandene Zerrüttung durch den Impakt eingegangen ist. In Anbetracht dieser Mängel und Schwierigkeiten ist die Übereinstimmung überraschend gut.

Der oben gezogene Schluß wird durch Detailbeobachtungen¹⁾ gestützt: Helle, z. T. etwas Erz führende Mineralgäugchen (Fluorit, Baryt, Calcit, Quarz) durchsetzen und verheilen brecciiertes Kristallin. Diese Mineralabscheidungen sind über einen längeren Zeitraum in mehreren Phasen erfolgt, so daß man völlig ungestörte Gäugchen neben nachträglich noch mehr oder weniger zerbrochenen beobachten kann. Daß diese Mineralabscheidungen älter sind als der Impakt, zeigt sich darin, daß sie gelegentlich von shatter-cone-artigen Strukturen überprägt werden und als Bruchstücke in den Impakt-Gangbreccien auftreten. GRAUP (1975, S. 86 ff.) reiht diese Mineralabscheidungen in die hydrothermale Nachphase des variscischen Magmatismus ein.

Eine Erklärung für die ungewöhnlich starke tektonische Beanspruchung des kristallinen Untergrunds im Bereich der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 bietet das Schwäbisch-Fränkische Lineament, das auf 140 km Erstreckung vom Freudenstädter Graben bis an den Westrand des Rieses zu verfolgen ist (SEIBOLD 1951). SCHMIDT-KALER (1962) konnte die Fortsetzung dieser Störungszone auch östlich des Rieses nachweisen, und v. FREYBERG (1969) sieht sogar eine Verbindung bis zum Bayerischen Wald. Die im Deckgebirge faßbare Tektonik im Zuge dieser Störungszone ist präriesischen Alters, wie das Verhältnis zu den Riestrümmern zeigt (SEIBOLD 1951, MÜNZING 1964). Der tektonische Stil im Deckgebirge (abschiebende Verwerfungen in der Größenordnung von einigen Dekametern) hält jedoch keinen Vergleich mit dem zonenweise intensiv zerrütteten und ver-

¹⁾ Meinem Kollegen Dr. H.-J. MAUS danke ich für gesteinsmikroskopische Untersuchungen an ausgewählten Proben.

ruschelten kristallinen Grundgebirge der Bohrung aus. Die große Längserstreckung dieser Störungszone ist in Anbetracht der geringen Sprunghöhen im Deckgebirge nur verständlich, wenn man mit SEIBOLD (1951) ein Durchpausen einer im Grundgebirge alt angelegten Narbe annimmt. Auf dieser Narbenzone befindet sich die Forschungsbohrung.

Neben der obigen, pauschal getroffenen Feststellung über die tektonische Natur der Breccien- und Zerrüttungszonen, lassen sich aus Beil. 1 noch einige Besonderheiten erkennen.

Das Einfallen der Shatter-Cone-Riefung ist auf Beil. 1 im obersten Diagramm dargestellt. Man kann drei Teufenzonen unterscheiden:

a) Von 602—727 m ist das Einfallen überwiegend flach; eine deutliche Häufung der Werte liegt zwischen 0 bis 30°. Die höheren Werte (bis 80°) sind nicht durch kontinuierliche Übergänge mit der Häufungszone verbunden. Daher kann man vermuten, daß es sich um einen Streueffekt handelt, der durch Ablenkung oder Reflexion der Stoßwelle hervorgebracht wurde. Wenn man diese herausfallenden Werte unberücksichtigt läßt, erkennt man ein leichtes Versteilen des Einfallens um wenige Grade mit der Tiefe.

b) Von 727—875 m zeigen die Fallwinkel eine Streuung zwischen 0 und 65°; in dem Teilbereich zwischen 840 und 875 m sind deutlich steilere Fallwinkel zwischen 35 und 65° bevorzugt.

c) Von 875 m bis Endteufe herrschen zunächst wieder flache Fallwinkel mit deutlicher Tendenz zur Versteilung (bis 45°) gegen die Endteufe vor.

Insgesamt ist, wenn man die Unregelmäßigkeiten außer acht läßt, eine Tendenz zur Versteilung mit zunehmender Tiefe zu erkennen, die, aus den Mittelwerten abgeschätzt, etwa 10° beträgt. Das entspricht in etwa der Winkeländerung eines Strahls, der vom Rieszentrum durch die Bohrung geführt wird. Worauf die erwähnten Unregelmäßigkeiten zurückzuführen sind, vor allem die Änderungen in der Zone 727—875 m, ist vorerst nicht mit Sicherheit zu klären. Vermutlich sind sie lithologisch bedingt, denn diese Zone führt mächtige Ultrabasitlagen, die ein anderes mechanisches Verhalten zeigen als die Gneise und granitoiden Gesteine; dadurch könnte die Stoßwelle örtlich abgelenkt worden sein. Es ergeben sich also keine zwingenden Hinweise auf das Vorliegen größerer Schollenbewegungen innerhalb des untersuchten Kristallinkomplexes (vgl. STETTNER 1974, S. 42 f.). Kleinere Relativbewegungen sind dagegen wahrscheinlich (s. unten).

Die Bruchflächen, auf welchen die Shatter-Cone-Riefungen ausgebildet sind (Beil. 1, unteres Diagramm auf der oberen Skala) zeigen weder eine besondere Tendenz noch Unregelmäßigkeiten. Sie fallen zwar auch häufig flach ein, besitzen aber eine kontinuierliche Schwankungsbreite bis 90°. Des öfteren ist zu erkennen, daß ältere, tektonische Klüfte, die sich durch Mineralabscheidungen (s. oben) oder tonige Bestege (meist aus Gesteinsabrieb und Chlorit bestehend) als solche zu erkennen geben, von shatter-cone-artigen Riefungen überprägt wurden, wobei die vorgegebenen Inhomogenitätsflächen ablenkend wirkten. Solche Flächen fallen fast ausschließlich steiler als 45° ein (offene Ringe in der Darstellung auf Beil. 1). Die Shatter-Cone-Riefungen zeigen also meist flacheres Einfallen als die Bruch-

flächen, auf welchen sie ausgebildet sind. Ihr Streichen liegt selten und nur bei flachen Bruchflächen öfters in deren Fallrichtung; es liegt auch selten genau in der Streichrichtung, sondern meist in einem schiefen Winkel dazwischen.

Bei der Aufnahme wurde auch notiert, ob sich der Winkel, den die Shatter-Cone-Riefung bildet, nach oben oder unten öffnet. Neben eindeutigen Fällen, die entweder nach oben oder unten zeigen, gibt es auch zweideutige Fälle, bei welchen eine Art Faserstruktur ausgebildet ist, die keine deutlich bevorzugte vektorielle Richtung zeigt.

GUDDEN (1974, S. 27 f.) konnte auf Grund von Dipmeter-Messungen einzelne Kernstücke azimutal orientieren. Leider waren auf diesen Stücken nur wenige shatter-cone-artige Strukturen zu erkennen. In den Teufen 710,5, 710,7 und 716,3 m konnten danach Shatter-Cone-Riefungen in den Richtungen 50—60°, 100° und 130° mit Einfallen zwischen 4 und 14° gemessen werden. Diese drei Werte reichen selbstverständlich nicht aus, um eindeutige Schlüsse zu ziehen, doch ergibt immerhin der Mittelwert etwa die Richtung zum Rieszentrum.

Als Ergebnis der obigen Darlegung ist festzuhalten, daß ein wesentlicher Teil der Deformation des Kristallins bereits vor dem Impakt vorhanden war und mit alter Tektonik im Zuge des Schwäbisch-Fränkischen Lineaments zusammenhängt. Welches ist nun der durch den Impakt verursachte Anteil?

a) Die mit Shatter-Cone-Riefungen belegten Bruchflächen sind größtenteils neu durch den Impakt entstanden (s. oben).

b) Die Einlagerung der Impakt-Gangbreccien zeigt eine Auflockerung des Gefüges als Folge des Impakts an. Wie man immer wieder beobachten kann, ist dieses Aufreißen vorzüglich alten Brüchen, Zerrüttungszonen und Ruscheln gefolgt (Abb. 3a, b). Diese häufig zu beobachtende Verbindung der Impakt-Gangbreccien mit Breccienzonen im Kristallin ist nicht beweisend für die Entstehung der letzteren im Gefolge des Impakts, sondern man kann im Gegenteil daraus ersehen, daß diese bereits vorher vorhanden waren. An den Schwächezonen konnte das Gestein bei der Rückfederbewegung nach dem Impakt leicht aufreißen, so daß hier die Gangbreccien bevorzugt eindringen konnten. Das gilt auch für die stark mit Gangbreccien durchsetzte, mächtige Breccienzone zwischen 1130 und 1190 m, in der STETTNER (1974, S. 43) eine im unmittelbaren Gefolge des Impakts in Funktion gewesene Bewegungsbahn vermutet, auf welcher der gesamte hangende Komplex en bloc gegen das Kraterzentrum geglitten sein soll. Wenn diese Vermutung zuträfe, müßten die Gangbreccien viel stärker mit den Kristallinbreccien veruschelt sein und man würde auch eine vorwiegend flache Lagerung der Gangbreccien erwarten; diese stehen jedoch überwiegend steil. Es besteht nach meinen Beobachtungen kein Grund, dieser Zone ein anderes Verhältnis zum Impakt zuzuschreiben, als ähnlichen, nur weniger mächtigen Deformationszonen weiter oben im Profil.

c) Nicht selten kann man auf alten, ursprünglich ebenen tektonischen Kluftflächen im gesamten untersuchten Kristallinkomplex einen Kleinversatz bis zu wenigen Millimetern, ausnahmsweise von 1—2 cm, in Abständen von 1—5 cm

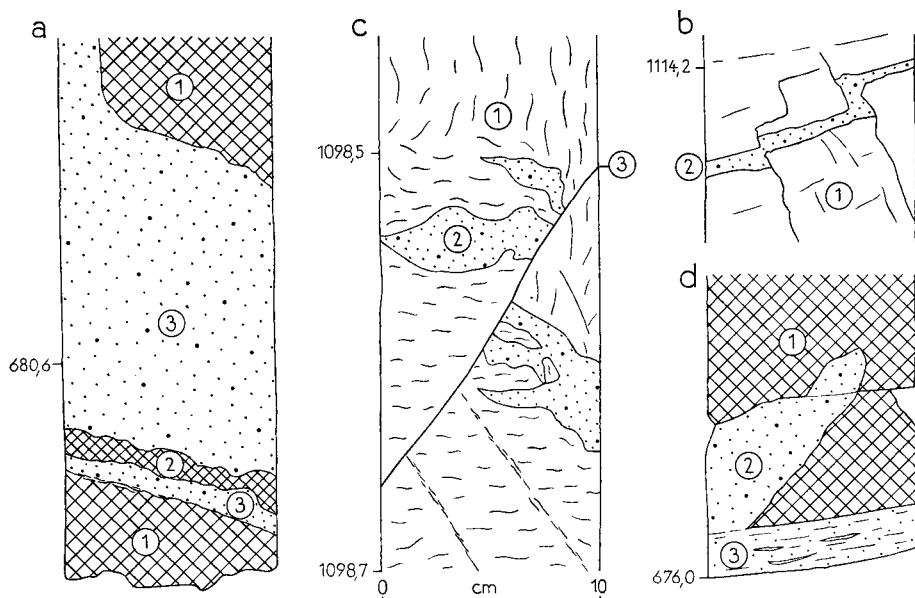


Abb. 3a—d.

- a) Apligranit, verruschelt (1) und mylonitisiert (2) mit Einlagerung von Impakt-Gangbreccien (3) bei Teufe 680,6 m.
- b) Kleinkörniger Gneis (1) mit Einlagerung von Impakt-Gangbreccie (2) auf alten Klüften bei Teufe 1114,2 m.
- c) Tektonisch stark beanspruchter Flasergneis (1) mit Einlagerung von Impakt-Gangbreccie (2). Diese ist an einer Verschiebungsfläche (3) im Sinne einer schrägen Aufschiebung versetzt (Einfallen der Verschiebungsfläche i. M. 57° , Einfallen der Strimung 33°); Teufe 1098,5—1098,7 m.
- d) Brecciiertes Granit (1) mit Einlagerung von Impakt-Gangbreccie (2); bei 676,0 m Bewegungszone mit schlieriger Gangbreccie (3).
- a) Crushed (1) and mylonitized (2) granite with intercalations of finegrained impact breccia (3) at depth 680.6 m.
- b) Finegrained gneiss (1) with intercalation of finegrained impact breccia dyke (2) in opened old joint pattern.
- c) Tectonically crushed phacoidal gneiss (1) with intercalations of finegrained impact breccia (2) which is disrupted by a shear joint (3) and displaced in the sense of a thrust fault (average dip of the shear joint 57° , dip of the striation 33°); depth 1098.5—1098.7 m.
- d) Brecciated granite (1), with intercalation of finegrained impact breccia (2); at depth 676 m zone of intense movement with schlieriger finegrained impact breccia.

beobachten. Abb. 4 zeigt ein relativ grobes Beispiel einer derart gestuften Klüftfläche. Gelegentlich sind solche Erscheinungen auch an Shatter-Cone-Bruchflächen zu beobachten. Man ersieht daraus, daß sie erst nach der ersten Phase des Impakt-Ereignisses, dem Durchgang der Stoßwelle, entstanden sind. Sie sind bedingt durch feine Klüftchen, die Haarrissen gleich, auch kompakt erscheinende Kernstücke durchziehen. Ihre Entstehung geht meines Erachtens auf den Rückfall der durch die Rückfederbewegung angehobenen Kristallinmassen zurück.

Diese zahllosen Klüftchen mit geringem oder häufig auch ohne erkennbaren Versatz sind zusammen mit den meisten der Shatter-Cone-Bruchflächen die wichtigsten makroskopisch erkennbaren durch den Impakt hervorgerufenen Bruchstrukturen im Kristallin unterhalb 602 m. Die höheren, in glasarmen Suevit eingeschlossenen Kristallinkomplexe wurden von mir nicht eingehend untersucht.

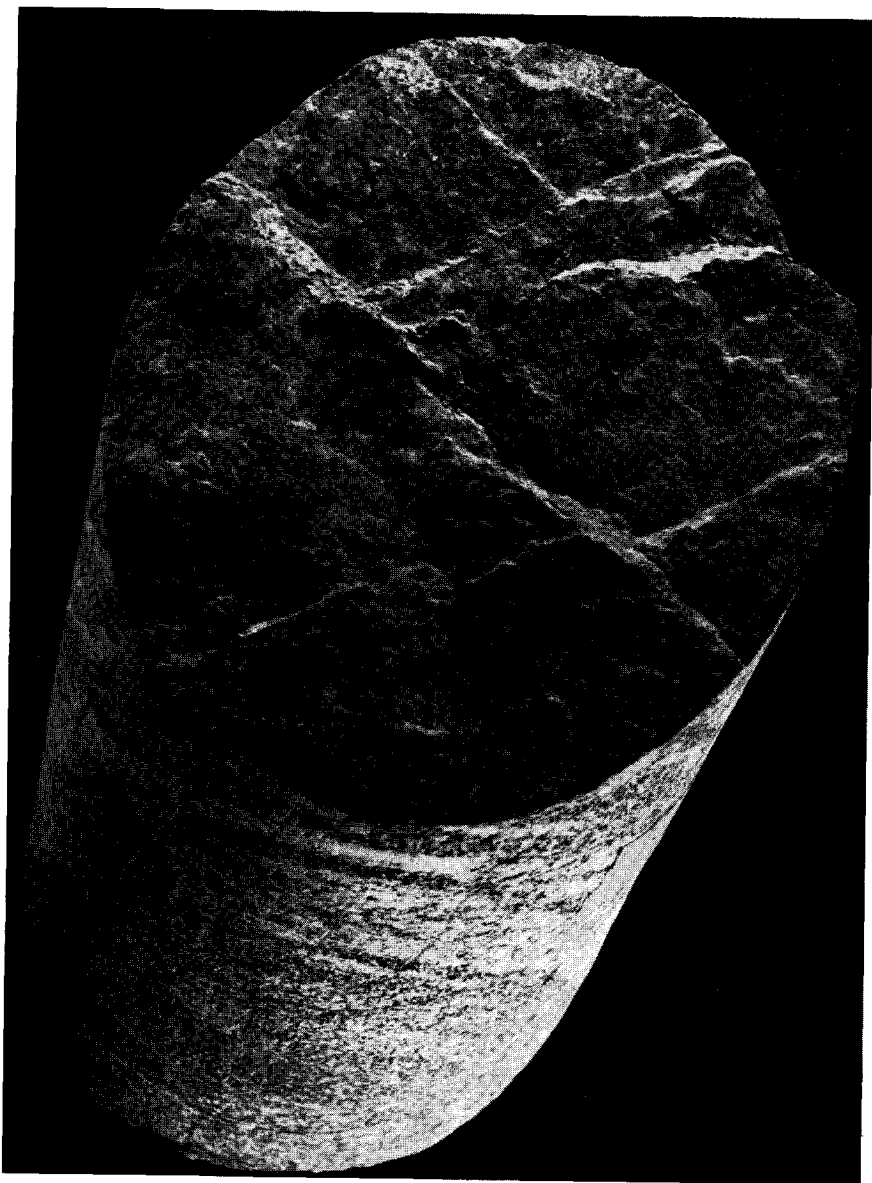


Abb. 4. Gestufte Klufffläche bei Teufe 668,0 m in Hornblende-Bändergneis. Stufung durch Kleinversatz an jüngeren Klüften.

Joint plane with small offsets in amphibolitic banded gneiss at depth 668.0 m. Offsets are caused by younger joints associated with the impact.

Übersichtsmäßig betrachtet, machen sie hinsichtlich der makroskopisch erkennbaren Deformationsstrukturen den gleichen Eindruck wie das Kristallin unterhalb 602 m, insbesondere sind in ihnen auch shatter-cone-artige Strukturen vorhanden.

Bewegungen, die nach dem Einschlag erfolgt sind²⁾, sollten ihre Spuren auf oder in den Impakt-Gangbreccien hinterlassen haben. Tatsächlich findet man, wenn auch nicht sehr häufig, feine Strömungen, die sowohl das Nebengestein als auch die Gangbreccien queren. Ihre Richtung liegt in der Regel zwischen der Fall- und der Streichrichtung der meist flach einfallenden Flächen, auf welchen sie ausgebildet sind, so daß man sie nicht allein als Setzungserscheinungen erklären kann. Eine horizontale Komponente ist deutlich vorherrschend. Zudem kann man auch einen Versatz von Gangbreccien in der Größenordnung von Zentimetern an solchen Verschiebungsflächen beobachten, der teilweise eine aufschiebende Tendenz zeigt (Abb. 3c). Manche Gangbreccien weisen durch ihr schlieriges Gefüge ebenfalls auf Bewegungen hin, die nach ihrer Einlagerung erfolgt sind (Abb. 3d). Diese Bewegungsspuren dürften einer kraterinwärtigen Bewegung angehören, die als letzte Phase des Impaktgeschehens auftrat.

Viele flach einfallende Kluftflächen im Kristallin tragen ebenfalls feine Strömungen, die, da keine Verbindung mit Gangbreccien vorliegt, zeitlich nicht näher eingeordnet werden können. Sie dürften z. T. wohl in dieselbe Bewegungsphase gehören; es läßt sich aber nicht ausschließen, daß sie teilweise auch bereits bei einer kraterauswärtigen Bewegung, die dem Durchgang der Stoßwelle folgte, entstanden sind. Diese Möglichkeit gilt vor allem für den höheren Bereich, in dem solche Strömungen besonders häufig sind.

Als letzte Bewegung im Gefolge des Einschlags sind zwar keine großen Schollengleitungen nachweisbar, jedoch sind sehr viele Klein-Verschiebungen in der Größenordnung von mm bis dm erfolgt. Seltener dürften Schollen im Meterbereich gegeneinander bewegt worden sein. Das Grundgebirge wurde danach nicht en bloc bewegt, sondern im großen gleichsam homogen verformt.

Insgesamt sind somit 4 Phasen des Impakt-Vorgangs makroskopisch im Gestein dokumentiert:

a) Shatter-Cone-Bruchflächen zeugen vom Durchgang der Stoßwelle; meist flache Verschiebungsklüfte mit flachen Strömungen gehören, vor allem im höheren Bereich, vermutlich z. T. einer kraterauswärtigen Bewegung an, die der Stoßwelle folgte.

b) Einlagerungen von Impakt-Gangbreccien zeigen das Aufreißen von alten, tektonischen Klüften und Störungszonen bei der Rückfederbewegung.

c) Zahllose kleine Klüftchen, die das Gestein unregelmäßig durchziehen und Shatter-Cone-Bruchflächen sowie vor allem ältere, tektonische Klüfte um Millimeterbeträge versetzen, sind wahrscheinlich beim Rückfall nach dem Anheben durch die Rückfederbewegung entstanden.

²⁾ Dieser Abschnitt erhielt durch eine Diskussion mit Herrn Dr. E. DAVID entscheidende Anregungen (s. Beitrag DAVID i. ds. Bd.).

d) Feine Strömungen mit überwiegend horizontaler Komponente über Gangbreccien und im Kristallin sowie schlierige Gefüge in einzelnen Gangbreccienlagen zeigen Relativbewegungen geringen Ausmaßes zwischen kleinen Komplexen, die wahrscheinlich Teilbewegungen einer zentripetalen Massenbewegung waren.

D a n k s a g u n g : Wesentliche Voraussetzung für meinen Beitrag waren die Arbeiten von BAUBERGER, MIELKE, SCHMEER & STETTNER (1974), GUDDEN (1974) und STETTNER (1974). Außerdem bin ich allen anderen in diesem Band mit dem Kristallin befaßten Bearbeitern für den Austausch von Beobachtungen und Gedanken anläßlich der Zusammenkünfte in München und Tübingen zu Dank verpflichtet. Insbesondere danke ich Herrn Dr. E. DAVID für anregende Diskussion und Herrn Dr. A. EL GORESY für die Vermittlung von Hilfe bei der Reinzeichnung von Beilage 1.

Literatur

- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. & STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- DIETZ, R. S.: Shatter Cones in Cryptoexplosion Structures. — In: FRENCH, B. M. & SHORT, N. M. (eds.): *Shock Metamorphism of Natural Materials*. — *Proced. First Conf. NASA*, April 14—16, 1966. p. 267—290, Baltimore (Mono Book Corp.) 1968.
- FREYBERG, B. v.: Tektonische Karte der Fränkischen Alb und ihrer Umgebung. — *Erlanger geol. Abh.*, **77**, 81 S., Erlangen 1969.
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. — V + 176 + XIII S., Diss. Univ. Tübingen 1975.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- MÜNZING, K.: Zur Kenntnis der Tektonik im Vorries bei Bopfingen. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F., **46**, S. 9—22, Stuttgart 1964.
- SCHMIDT-KALER, H.: Stratigraphische und tektonische Untersuchungen im Malm des nordöstlichen Ries-Rahmens. — *Erlanger geol. Abh.*, **44**, 51 S., Erlangen 1962.
- SEIBOLD, E.: Das Schwäbische Lineament zwischen Fildergraben und Ries. — *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **92**, S. 285—324, Stuttgart 1951.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35—51, München 1974.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 8. 10. 1976.

Anmerkung zur Bruchmechanik der shatter-cone-Bildung

VON ERWIN DAVID

Mit 1 Abbildung

Kurzfassung

Die Geometrie der elastischen Deformationen und Spannungen, die zu shatter-cones führen, wird in die Erinnerung zurückgerufen. In Verbindung mit der Bruchmechanik ergeben sich daraus auf einfache Weise die wesentlichen Züge der shatter-cone-Bildung.

Summary

The geometry of elastic strain and stress, which cause shatter-cone formation, is reminded. Combination with fracture mechanics leads in a simple manner to the essential features of shatter-cone formation.

Die in der Arbeit von R. HÜTTNER (dieser Band, S. 273—283) behandelten shatter-cones und shatter-cone-ähnlichen Brüche sind Scherbrüche. Warum sind sie charakteristisch für Stoßwellenvorgänge und warum treten sie sonst kaum auf?

Betrachten wir eine einfache scherende Deformation: Ein quadratisch gewesenes Element eines deformierten Körpers wird zu einem Rhombus verformt. Dabei verformt sich in Abb. 1 a das einbeschriebene, unter 45° liegende Quadrat zu einem Rechteck. Das bedeutet: Die Scherspannung ist äquivalent mit einer Zugspannung in der einen 45° -Diagonale und einer gleichgroßen Druckspannung in der anderen 45° -Diagonale. Das Material gibt nach, indem sich Risse senkrecht zur Zugspannung bilden, nicht, indem sich Scherbrüche in den Richtungen maximaler Scherspannung ausbilden. Geologisch sind solche Vorgänge als Fiederspalten bekannt.

Zugspannungen können durch einen genügend hohen Allgemeindruck vermieden werden. Im Experiment ist es zwar fast unmöglich, solche Druck- und Spannungszustände herzustellen unter Bedingungen, unter denen man die laufenden Brüche kurzzeitkinematographisch aufnehmen kann.

In idealer Weise stellt eine Stoßwelle einen Spannungszustand her, der keine Zugspannungen, nur in verschiedenen Richtungen verschieden große Druckspannungen enthält. Aus der Erfahrung wissen wir, daß die shatter-cone-Bildung der Stoßfront unmittelbar folgt. Shatter-cone-Brüche enden nämlich stets auf den

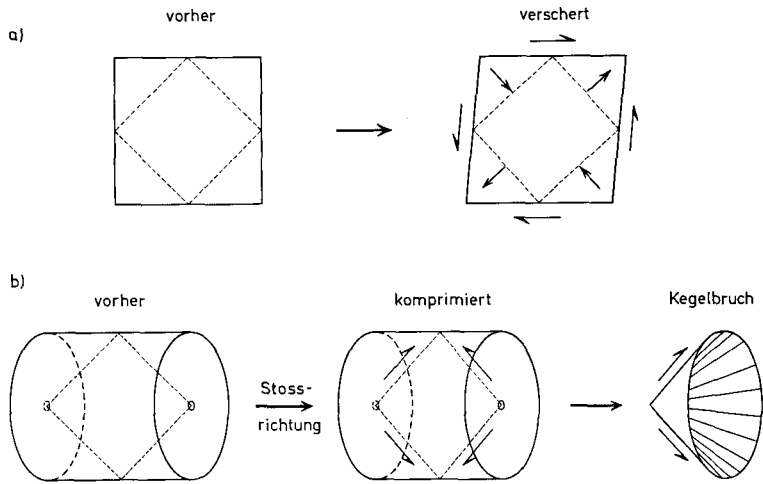


Abb. 1. a) Einfache Scherung.
Simple shear.

b) Spannung, Deformation und Kegelbruchbildung hinter Stoßfront.
Stress, strain and shatter-cone formation behind shock.

nächsten, in Richtung der Kegelöffnung vorausliegenden shatter-cones. Das setzt eine durch den Lauf der Stoßfront streng zeitlich geordnete Bildung voraus.

Kurz hinter der Stoßfront ist im shatter-cone-Druckbereich von 10 kbar bis reichlich 100 kbar das Gestein in Stoßwellenlaufrichtung um etwa 2 % bis 10 % komprimiert. In den Richtungen senkrecht zur Laufrichtung verhindert das benachbarte Gestein zwangsweise jede Änderung der Dimension. (Wohlgemerkt, wenn später die laterale Ausdehnung durch die im großen sphärische Ausbreitung der Stoßwelle merklich wird, ist die shatter-cone-Bildung längst vollendet). Die longitudinale Kompression ergibt wegen der verhinderten Querausdehnung auch in den transversalen Richtungen Druckspannungen. Geometrisch zeigt Abb. 1 b die Verhältnisse. Betrachtet wird ein aus dem Gesteinsmaterial herausgegriffener Zylinder mit Achse parallel zur Stoßrichtung. Das vorher einbeschriebene Quadrat wird zu einem Rhombus verformt. Unter 45° zur Achse liegen die maximalen Scherspannungen, denen das Material nachgibt, da ja keine rißverursachenden Zugspannungen vorhanden sind. Wenn an einem Störpunkt der Bruch beginnt, so ist die den Symmetrieverhältnissen entsprechende Bruchform der Kegel (achsiale Symmetrie, Bruchausbreitung unter allen 45° -Richtungen zur Achse). An sich könnte der Kegelbruch auch rückwärts laufen. Aber dort sind normalerweise die Spannungen durch vorher gebildete Brüche bereits zu weit abgebaut.

Ausbreitungsgeschwindigkeiten von Scherbrüchen sind der experimentellen Schwierigkeiten wegen wahrscheinlich noch nicht gemessen. Zugspannungsbrüche breiten sich mit etwa der halben Transversalwellengeschwindigkeit aus. Theoretisch sollte die Scherbruchgeschwindigkeit ähnlich liegen. Wir haben deshalb bei allen für die shatter-cone-Bildung in Betracht kommenden harten Gesteinen und

allen shatter-cone-Stoßdrücken mit um 6 km/s herum liegenden Stoßfrontgeschwindigkeiten und zwischen 1 km/s und 2 km/s liegenden Scherbruch-Ausbreitungsgeschwindigkeiten zu rechnen.

Ideale Ausbildung von shatter-cones ist die Ausnahme, denn sie erfordert feinkörniges homogenes isotropes sprödes Gestein. Meistens stören im Gestein vorhandene Strukturen die Symmetrie. Klüftungen, Schieferungen ziehen die Scherbrüche in ihre Flächen, auch wenn diese von der 45° -Richtung maximaler Scherspannung erheblich abweichen. Ein Bruch entlang einer solchen Fläche breitet sich aus. Die Striemung, die die Bruchausbreitungsrichtung anzeigt, wird also von der ursprünglichen Scherspannungsrichtung abweichen. Bereits erfolgte Brüche entspannen das Spannungsfeld und ändern es damit drastisch ab. Bei höheren Stoßdrücken kann ferner plastische Verformung hinzukommen, die auch das Spannungsfeld ändert. Aus allen diesen Gründen ist damit zu rechnen, daß die Bruchflächenneigung gegen die Stoßrichtung um mindestens $\pm 20^\circ$ falsch liegen kann und die Striemungsrichtung um mindestens $\pm 10^\circ$ von der Sollrichtung, der Projektion der Stoßrichtung auf die Bruchfläche, abweichen kann. Dennoch ist mit guter Genauigkeit bei der Ermittlung der Stoßrichtung zu rechnen, wenn man eine genügende Zahl von Einzelmessungen statistisch zusammenfassen kann.

Die Scherbrüche entspannen nur die Verscherung bis zum nächsten Bruch, d. h. in cm- bis allenfalls dm-Gebieten. Die Verschiebungen sind deshalb klein und gehen überdies zurück, wenn das Gestein mit Durchgang der Stoßwelle sich wieder entspannt. Es ist deshalb nicht verwunderlich, daß man meistens keine verbliebenen Verschiebungen sieht. Des weiteren folgt, daß die Striemungen keinesfalls als Schleif- oder Gleitspuren zu deuten sind. Sie sind vielmehr aus dem Bruchvorgang heraus zu verstehen. In Richtung der Bruchausbreitung und Scherspannung würde die Spannungsübertragung auf das vorlaufende Bruchende abgeblockt werden durch ein stark welliges Auf- und Absteigen des Bruches. Quer dazu fehlen jedoch Kräfte, die für eine ebene Ausbildung der Bruchfläche sorgen könnten und so verursachen kleinste Unregelmäßigkeiten die riefige, striemige Form dieser Fläche.

Bei der Redaktion eingegangen am 9. 12. 1976.

Geologica Bavarica	75	289—304	München 1977
--------------------	----	---------	--------------

Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research deep drill core

By EDWARD C. T. CHAO and AHMED EL GORESY

With 13 figures and 1 table

Summary

As determined by study of the 1973 Ries research drill core, a compressed zone of basement crystalline rocks, situated between depths 602 m and 730 m, underlies directly the fallback low temperature suevite ejecta. Shatter cones are abundant at and near the top of this zone.

Shock features observed in rocks of the compressed zone are intragranular microfractures in quartz and hornblende and subparallel intergranular microfractures. Other less common shock features are kink bands in chlorite and biotite, complex twin lamellae in calcite, and mechanical twins in plagioclase. All are interpreted to have been produced under low (less than 100 kb) shock pressures. The abundance of shatter cones and the intensity of shock features decrease with increasing depth.

The recently reported Fe-Cr-Ni particles and veinlets, concentrated in the upper part of the compressed zone, represent the condensed products of the vaporized impacting stony meteorite. They were probably implanted in a manner similar to that for the dilation-injection dikelets. The occurrence of relicts from the impacting body, provides for the first time, an indication of the size of the impacting body.

Kurzfassung

Wie aus der Untersuchung des Kerns der Riesforschungsbohrung 1973 hervorgeht, liegt eine komprimierte Zone in den obersten 128 Metern des kristallinen Untergrundes (zwischen den Teufen 602 und 730 Meter) direkt unter dem Rückfall-Tieftemperatur-Suevit. Shatter Cones sind häufig in dieser Zone, besonders im obersten Teil.

Zwei schockinduzierte Einwirkungen wurden in dieser Zone vorwiegend beobachtet: 1. Intragranulare Mikrobrüche im Quarz und in Hornblende und 2. subparallele intergranulare Mikrobrüche. Andere wenig verbreitete Schockeinwirkungen sind: Knickbänder in Chlorite und Biotit, komplexe Zwillingslamellen im Kalzit und schockinduzierte Zwillinge im Feldspat. Alle diese Schockeinwirkungen sind wahrscheinlich bei niedrigen Spitzendrücken unter 100 kb entstanden. Die Häufigkeit von Shatter Cones sowie die Intensität der Schockeinwirkung nimmt mit zunehmender Teufe ab. Die im oberen Teil der komprimierten Zone entdeckten Fe-Cr-Ni-Adern stellen einen

Authors' address: Dr. E. C. T. CHAO, U. S. Geological Survey, National Center, Mail Stop 929, Reston, 22092, USA; Prof. Dr. A. EL GORESY, Max-Planck-Institut für Kernphysik, Saupferch-
eckweg 1, 6900 Heidelberg.

Teil der Kondensate des verdampften Steinmeteoriten dar. Sie sind wahrscheinlich in derselben Weise wie die Injektionsgänge implantiert worden. Das Vorkommen von Relikten des eingeschlagenen Meteoriten gibt zum ersten Mal eine Information über seine mögliche Größe.

Contents

	Page
1. Introduction	290
2. Shock features and their attenuation	291
3. Estimating the shock pressures in the compressed zone	299
4. Injection dikelets	299
5. The implantation of the Fe-Cr-Ni veinlets and the size and deformation of the impacting stony meteorite	300
6. Implications	303
7. References	304

1. Introduction

Significant new data on the Ries Crater regarding the location of the crater rim, crater diameter and depth, the predominant transport of ejecta by the non-ballistic roll-glide (WAGNER) mode, the overlap relationship of various ejecta, preliminary interpretation of the 1973 Ries research 1206 m deep drill core and schematic development of the Ries cratering model have been introduced in two recent papers by CHAO (1977 a and 1977 c).

One of the most important facts discovered in the study of the 1973 Ries drill core, located about 3.5 km N75°W of the center of the Ries (5 km N25°E of Nördlingen), is the occurrence of a compressed zone in the basement crystalline rocks. This zone, which contains abundant shatter cone features and lies directly under the fallback low temperature suevite, is defined as a fractured but unbrecciated and undisplaced zone of bedrock which underlies the crater cavity. The top of the compressed zone is therefore the crater floor. It has been shock-compressed and intensely fractured by the impact process, but the shock compression and rarefaction waves were not strong enough to accelerate or to displace or eject these bedrocks, so they remain in situ.

The top of the compressed zone as seen in the 1973 Ries drill core begins at core depth 602 m, and extends to approximately 730 m. More than 80 doubly polished thin sections, polished mounts and covered thin sections were made from core samples of the first 20 m of this compressed zone. Between 620 and 730 m doubly polished thin sections, polished mounts and covered thin sections were made at depths of every 5 meters, and in this preliminary study at spacings of 10 meters below 730 m. The discovery of micron-size Fe-Cr-Ni metallic particles and veinlets in the compressed zone has been described in two other papers (EL GORESY and CHAO 1976, and in this vol.).

This paper discusses shock features and their attenuation (decrease of shock features with depth) in the compressed zone, and the occurrence of the Fe-Cr-Ni metallic particles and veinlets in the intergranular and intragranular microfrac-

tures and the probable mechanism of their implantation. The significance of finding condensed relict of the vaporized impacting body 3.5 km from the center of the impact point is also discussed.

2. Shock features and their attenuation

Most of the shock features observed in the compressed zone are indicative of low shock pressures (see below). References to shock features are both general and varied in the literature. For example one of the most commonly used terms, "planar features", is derived from the German term "planare Elemente" (ENGELHARDT et al. 1968). Such a term refers to various planar features such as different types of microfractures, deformation lamellae as defined by CARTER et al. (1964) and glassy or shock lamellae as defined by CHAO (1967). These various planar features were evidently produced at different shock pressures, hence although the term "planar features" is useful as a general term, it is not specific enough to characterize qualitatively the degree of shock. To be specific and consistent, a classification of terms used in describing microfractures is given in table 1. In the compressed zone of the 1973 1206 m Ries core, neither shock-induced deformation lamellae nor glassy lamellae have been observed.

In table 1, we distinguish two major categories of microfractures which characterize relative degree of low shock pressures: *intra* granular microfractures and *inter* granular microfractures. We compare these with fractures pro-

Table 1

(Based on CHAO, unpublished data)

	SHOCK		TECTONIC
	Intragranular	Intergranular	
Orientation	Crystal-dependent;	Subparallel to divergent.	More than one set; branching.
Spacing	Microscopic, a few microns; (pearly sheen).	Microscopic to macroscopic, 10 to 100 + microns.	Irregular; generally > 1 mm.
Wall	Sharp; parallel smooth to slightly irregular; isolated pores.	Irregular; isolated to continuous openings.	Cleavages in minerals; highly irregular in rocks.
Widths	Submicrons to microns.	Several to ~ 50 microns.	mm to zones.
Strain rates	$10^6/\text{sec}$	$10^6/\text{sec}$	10^{-10} to $10^{-12}/\text{sec}$ (ROBERTSON, 1964)
Shock pressures	Depends on mineral and fracture orientation. $P_{\text{quartz}} > P_{\text{hornblende}}$	Wide low pressure range; associated with intragranular fractures.	Compressive strength of rocks, ~ 2 Kb.

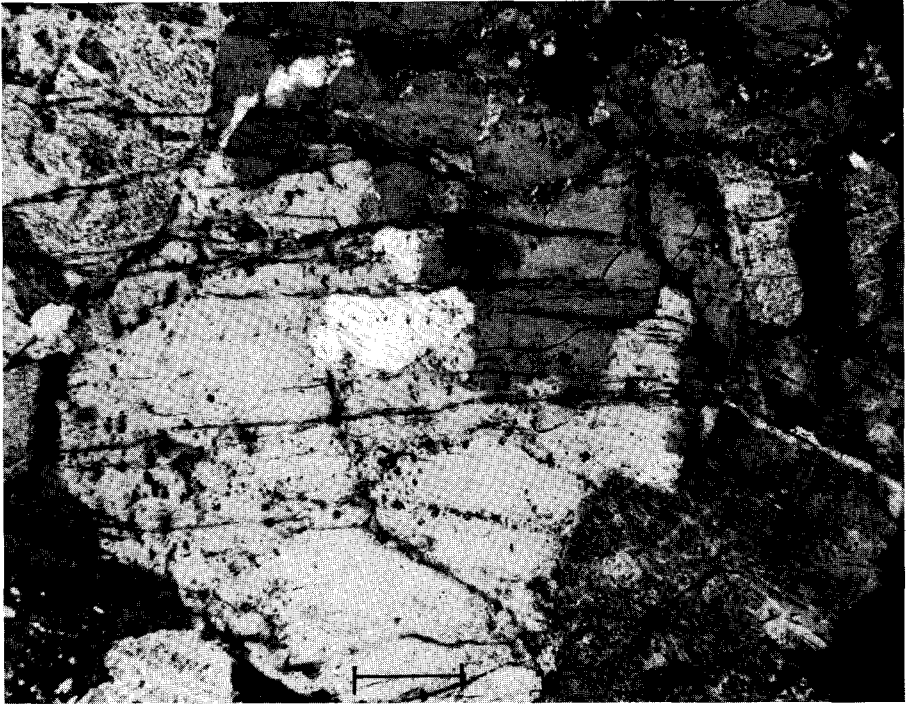


Fig. 1. Photomicrograph of chloritized granite at depth of 604.0 m from the 1973 Ries drill cores, showing the distinction between intergranular and intragranular microfractures. The intergranular microfractures are subparallel, running left-right. The light colored quartz grain in the center is cut by crystallographically controlled intragranular microfractures, trending upper left to lower right. Crossed nicols, bar scale 100 μ m.

Chloritisierter Granit aus Teufe 604,0 der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Die Aufnahme zeigt deutlich den Unterschied zwischen inter- und intragranularen Mikrobrüchen. Die intergranularen Mikrobrüche sind subparallel und laufen von links nach rechts. Das helle Quarzkorn in der Mitte ist durchschnitten von kristallographisch orientierten intragranularen Mikrobrüchen, die von oben links nach unten rechts laufen. + N, Länge des Striches = 100 μ .

duced by the slow-strain-rate tectonic processes. Intragranular microfractures are crystallographically controlled. They never extend beyond grain boundaries. Those observed in hornblende are similar to cleavage except that they are produced only by shock, i. e. at a higher strain-rate or higher peak pressures. Intergranular microfractures typically extend across various mineral grains. Their orientation is not crystallographically controlled, but instead is related spatially to the applied stress.

The basement crystalline rocks below core depths of 602 m consist of quartz diorite, plagioclase amphibolite, amphibolite, banded hornblende gneiss, chloritized granodioritic gneisses cut by aplitic and pegmatitic dikes and granites. The most prevalent shock features below 602 m are shatter cones and microfractures although other shock features such as kink-bands in chlorite and biotite, mechanical twins in plagioclase, and shock-induced multiple twinning in calcite also have been observed.

Figure 1 shows a thin section of chloritized granite from core depth 604.0 m, containing closely spaced intergranular microfractures across hornblende and plagioclase as well as closely spaced intragranular microfractures in quartz. Figure 2 shows two directions of intragranular microfractures in quartz in this sample; figure 3 is a transmission electron micrograph showing the detail of such intragranular microfractures in quartz. Figures 4 and 5 are scanning electron micrographs showing the characteristics of intragranular fractures in hornblende, similar to those in quartz. This sample of hornblende is in a plagioclase amphibolite from core depth 602.5 m.

Most intergranular microfractures are subparallel within millimeter-size areas but tend to diverge in larger areas. More than one set has been observed in areas of several centimeters. The major set is roughly radial (as well as concentric) to the impact point.

While the spacing of microfractures is measured in terms of microns, typical individual surfaces with convergent, acutely pointed shatter cones are separated from each other by many centimeters (see description on distribution by HÜTTNER, this vol.). It is rare that a single thin section will transect more than one shatter-cone surface.

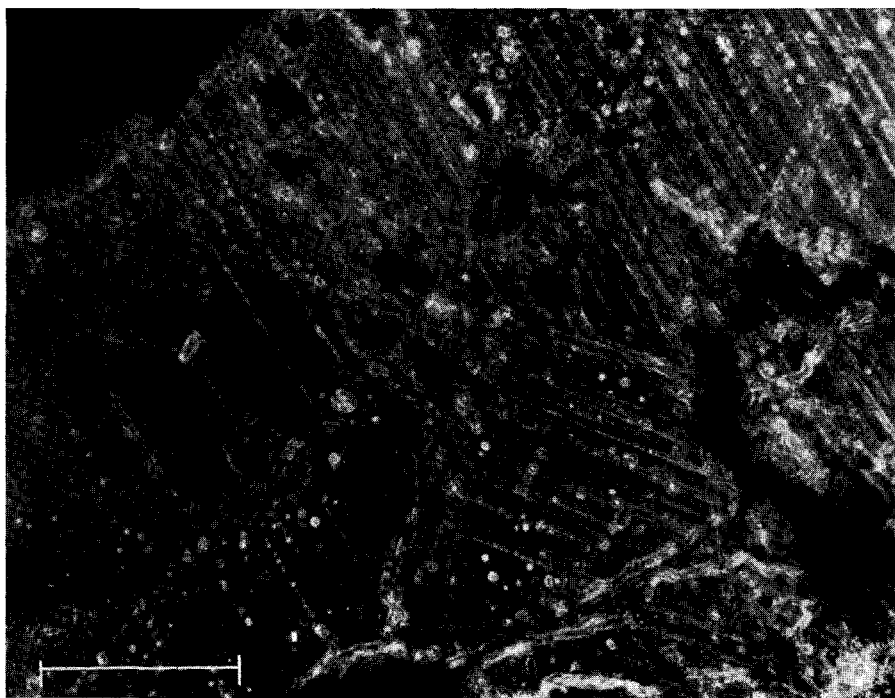


Fig. 2. Photomicrograph showing two sets or directions of intragranular microfractures in quartz from the same sample as shown in fig. 1. Note the straight parallel alignment and close spacing. Photographed in phase contrast. Bar scale 50 μm .

Mikroskopische Aufnahme mit zwei Scharen von intragranularen Brüchen in Quarz von derselben Probe wie in Abb. 1. Strikte parallele Orientierung und dichte Packung der Brüche. Phasenkontrast. Länge des Striches 50 μm .

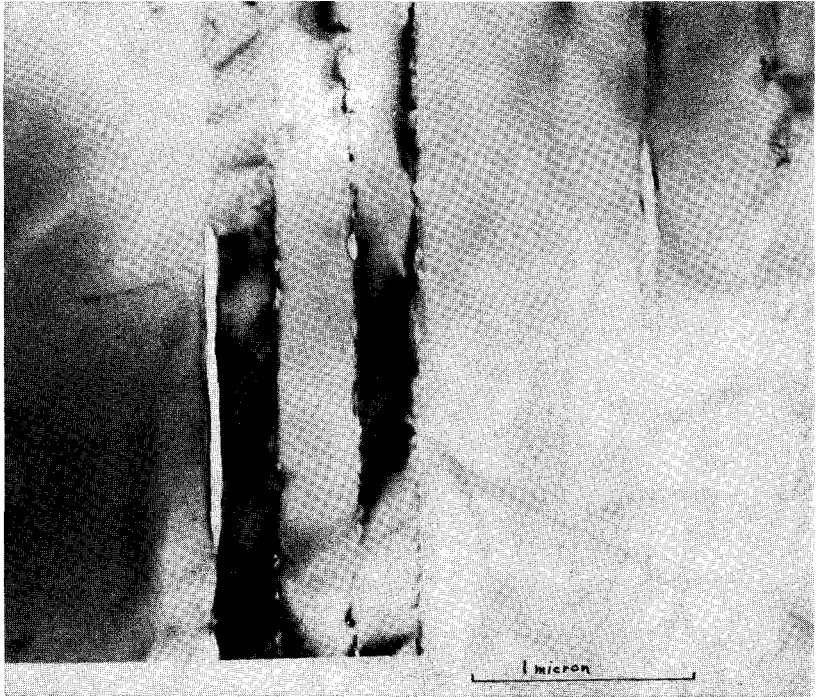


Fig. 3. Transmission electron micrograph showing the details of the intragranular microfractures in quartz. Note the sharp parallel walls and the pores (white) along the walls. Shocked quartz from Lake Lappajärvi, Finland. Photograph courtesy of Gordon Nord, U. S. Geological Survey. Bar scale 1 μm .

Detail von intragranularen Mikrobrüchen im Quarz, aufgenommen im Transmissionselektronenmikroskop. Scharf parallele Wände und Poren (weiß) entlang der beiden Wände der Brüche. Länge des Striches 1 μm .

Fig. 4. Scanning electron micrograph of a hornblende crystal, showing the rhombic (110) cleavages cut by intragranular microfractures probably parallel to (010). Taken from a plagioclase amphibolite sample from core depth of 602.5 m. Bar scale 100 μm .

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines Hornblendekristalls mit rhombischer (110) Spaltbarkeit. Die (110) Spaltbarkeit ist von intragranularen Mikrobrüchen, wahrscheinlich // (010) durchschnitten. Plagioklas-Amphibolit, Teufe 602,5. Länge des Striches 100 μm .

Fig. 5. Scanning electron micrograph at higher magnification of intragranular microfractures in hornblende shown in 4. Note the same type of sharp walls as those in quartz in fig. 3. Bar scale 10 μm .

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme bei starker Vergrößerung von intergranularen Brüchen in Hornblende in Abb. 4. Die selbe Form der scharf parallelen Wände im Quarz hier auch vorhanden. Länge des Striches 10 μm .



Fig. 4

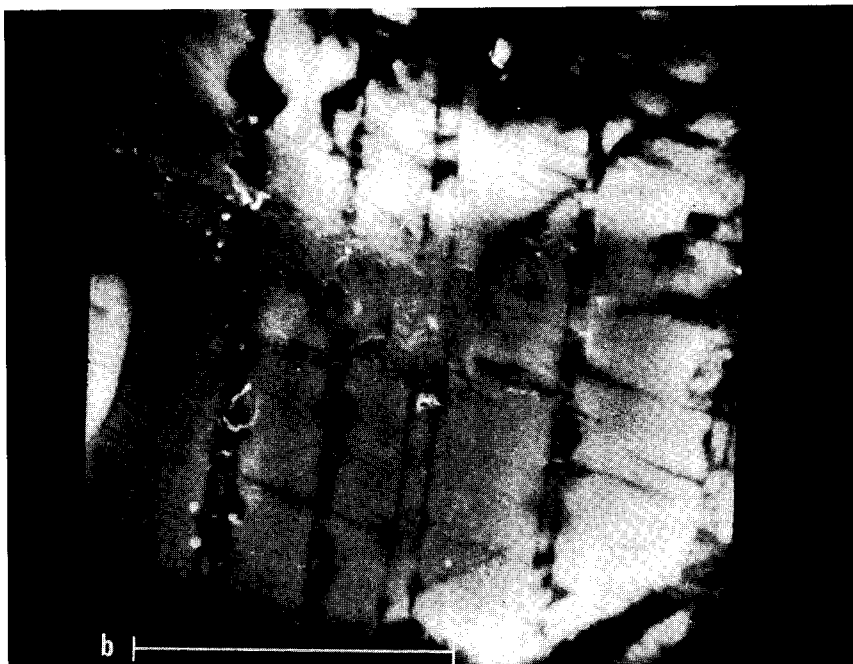


Fig. 5

Fig. 6—9. Photomicrographs of fractured crystalline rocks showing the change of character and spacing of the intergranular microfractures with increasing depths.

Mehrere Aufnahmen verschiedener kristalliner Gesteine aus verschiedenen Teufen. Die Sequenz der Aufnahmen soll die Veränderungen in den Eigenschaften und die Abstände der intergranularen Brüche mit zunehmender Teufe zeigen. Vergrößerung für alle gleich wie in Abb. 6 angegeben.

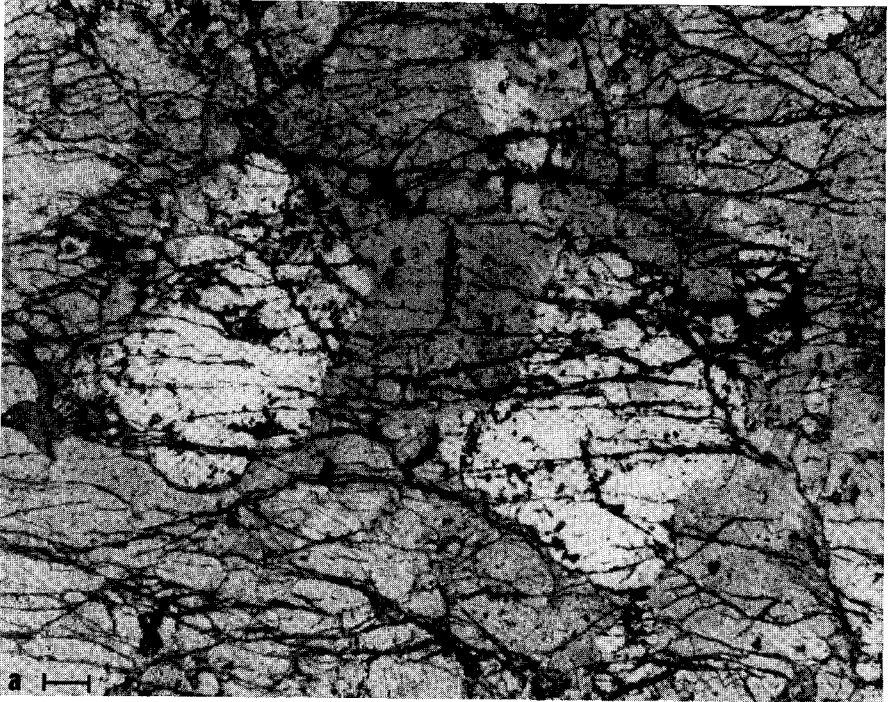


Fig. 6. Closely spaced subparallel intergranular microfractures in chloritized granite from depth of 604.0 m. Note the abundance of minute fractures branching out from the more prominent fractures. Reflected light, bar scale 100 μm .

Dicht gepackte subparallele intergranulare Mikrobrüche in chloritisiertem Granit aus der Teufe 604,0. Zu beachten sind die kleinen Mikrobrüche, die häufig abzweigen. Auflicht. Länge des Striches 100 μm .

It is reasonable to assume, as suggested by GRAUP (1976, unpublished thesis), that the strike of the foliation or flow bands of the crystalline rocks underlying the Ries is similar to that of the Moldanubicum of the Bavarian Forest. This general strike is NE-SW and the dip of the foliation to the SE. The assumption helps to orient the 1973 core samples since most of the core samples show distinct foliation. Preliminary studies suggest that the majority of the axes of the shatter cones point upwards, mostly less than 30 degrees from the horizontal and in a direction about $S65^{\circ}E$. This is consistent with the location of the impact point, the geometric center of the Ries crater slightly NE of Klosterzimmern (CHAO 1977 a).

Preliminary results show that shock effects decrease in a more or less continuous manner as the depths increase. The most rapid attenuation occurs between core depths of 602 and 620 m. This is indicated by the decrease in the number of

quartz grains that contain intragranular microfractures; by the increase in spacing of subparallel intergranular microfractures from less than 30 μm to between 50—100 μm ; and by the gradual disappearance of intragranular microfractures in hornblende long after those in quartz have disappeared. Below depths of 630 m, it is rare to find quartz with intragranular microfractures. Below about 680 m depth intragranular microfractures in hornblende become sparse and subparallel intergranular microfractures are spaced from 50 to more than 100 μm apart. Occasionally narrow zones with quartz containing intragranular microfractures reappear in a rhythmic fashion. Hence shock attenuation downward is not absolutely smooth. The general decrease is however unmistakable. At depths below 700 m, samples with shatter-cone surfaces contain no distinctive shock effects except for widely spaced subparallel intergranular microfractures. Figures 6 to 9 show the increase of spacing of intergranular microfractures with increasing depth.

Below 730 m, crystalline rocks with true shatter cones are rare. Some of the shatter-coned surfaces degrade into wrinkled surfaces. Some tend to resemble slickenside more than shatter cones. These are referred to by HÜTTNER (this vol.) as shatter-cone-like features.

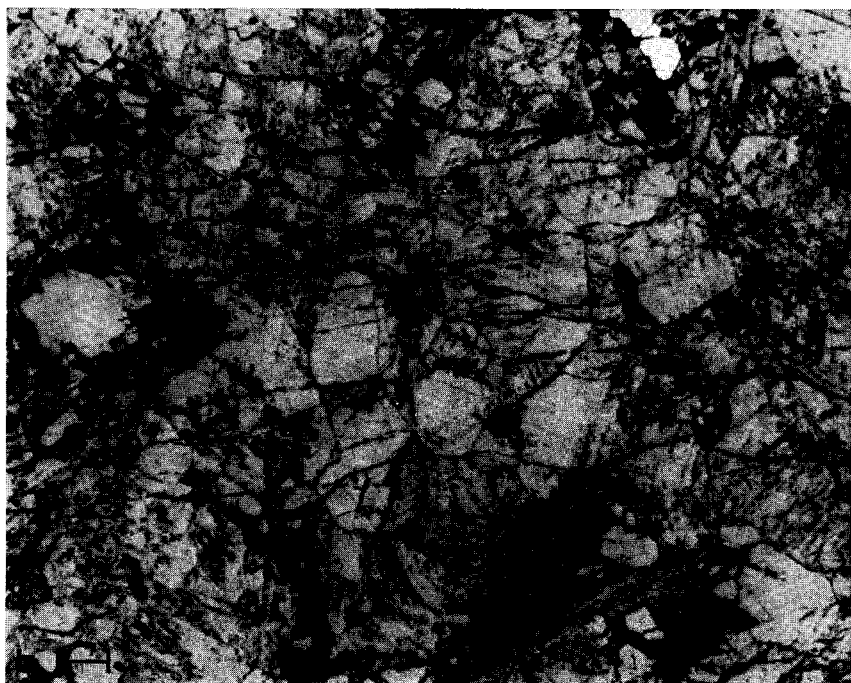


Fig. 7. Subparallel intergranular microfractures in a plagioclase amphibolite from depth of 610.9 m. Note the slightly wider spacing than in fig. 6, and the reduced amount of branching of minute fractures. Same scale as fig. 6.

Subparallele intergranulare Mikrobrüche im Plagioklas-Amphibolit aus der Teufe 610.9. Die Abstände der Mikrobrüche sind etwas breiter als in Abb. 6 und die Zahl der Abzweigungen geringer.



Fig. 8

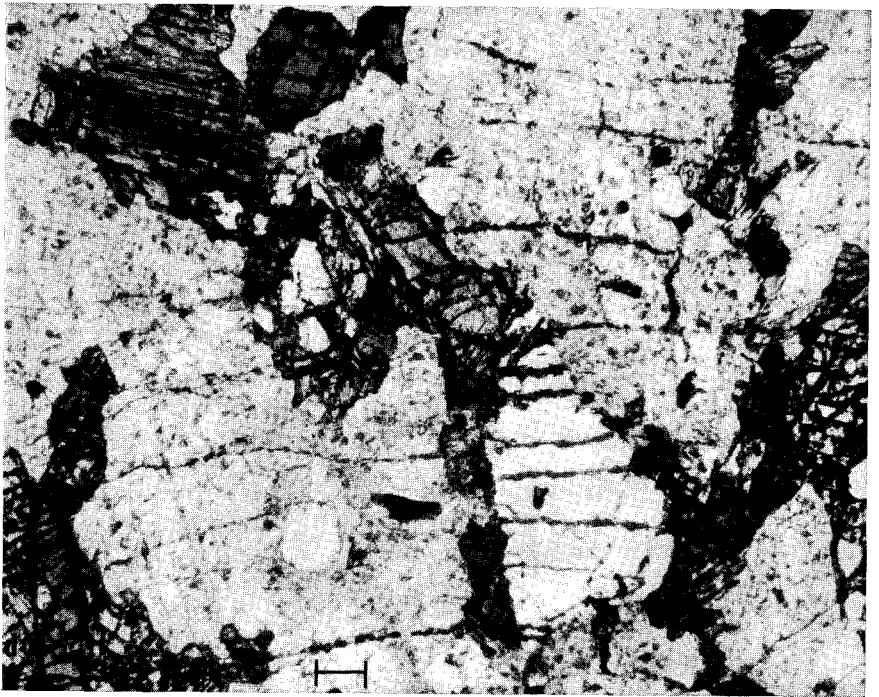


Fig. 9

Fig. 8. Subparallel intergranular microfractures from a plagioclase amphibolite at depth of 616.0 m. Note the increase in spacing as compared to fig. 6, and the reduced degree of branching from the microfractures. Reflected light, same scale as fig. 6 and 7.

Subparallele intergranulare Mikrobrüche im Plagioklas-Amphibolit aus der Teufe 616.0. Beachte die weitere Zunahme der Abstände im Vergleich zu Abb. 7 und die Abnahme des Abzweigens. Auflicht.

Fig. 9. Subparallel intergranular microfractures from a plagioclase amphibolite at depth of 635.05 m. Note the wide spacing, similar to fig. 8, and the clean microfractures essentially free of minute branching fractures. Transmitted light, same scale as fig. 6—8.

Subparallele intergranulare Mikrobrüche im Plagioklas-Amphibolit aus der Teufe 635,05. Die Abstände sind breit, ähnlich wie in Abb. 8, die Mikrobrüche sind aber frei von Abzweigungen. Durchlicht.

3. Estimating the shock pressures in the compressed zone

It is difficult to estimate the maximum peak pressures from the shock features observed in samples at core depth 602 m (top of the compressed zone). The strongest shock features are the presence of up to 2 sets of intragranular fractures in quartz. Because of the small number of sets, it is nearly impossible to precisely identify their orientation. The most common direction is probably (1013) or (0113). The intergranular microfracture spacings range from a few microns to 50 μm . These rocks are not crushed or pulverized so that they are not so full of microfractures as to be milky white in appearance. We estimate that such rocks were probably shocked by peak pressures far below 100 kb, perhaps even less than 20 kb. This magnitude of shock pressures would account for the in tact and essentially undisplaced nature of these cores.

Since the attenuation of the shock features is rapid between 602 and 620 m, we suggest that at depths below 620 m the shock pressures may be of the order of only a few kilobars. Intergranular microfractures and larger fractures do extend through the entire depth of the core. Injection dikelets (see below) are present throughout and probably extend beyond the 1206 m depth. Hence extension of fractures is probably many kilometers beyond the 1206 m depth. At 1200 m depth the pressure may still be greater than the compressive strength of these crystalline rocks (about 2 kb).

4. Injection dikelets

Although injection dikelets are rare in the compressed zone they are present. They are more frequent at depths between 730 m and 1206 m and are particularly abundant between 1150 m and 1186 m. The injection dikelets are generally pinkish brown in color. They are porous and are very fine-grained (silt to sand size fragments). They contain, in addition to abundant quartz-feldspathic fragments of crystalline rocks, some sedimentary fragments such as the ferruginous sandstones and siltstones and dark gray shale of Dogger, and other sedimentary particles from the overlying Mesozoic sections. Shocked crystalline rocks, e. g., theto-

morphic K-feldspar glass, and shocked complexly twinned calcite aggregates or limestone fragments are also present. Compared to the injection dikelets, the adjacent wall rocks, some with abundant calcite veinlets and a few with fluorite veinlets, rarely show any sign of shock effects other than sparse microfractures. These observations (see the other paper by CHAO, this vol.) indicate conclusively that these dikelets were formed by dilation and instantaneous filling by crushed mineral and rock powder from above the crater floor.

5. The implantation of the Fe-Cr-Ni veinlets and the size and deformation of the impacting stony meteorite

Recently, EL GORESY and CHAO (1976; and this vol.) reported the discovery of Fe-Cr-Ni particles and veinlets in the compressed zone. Such particles and veinlets are more concentrated near the top of the compressed zone between core depths 602 and 604 m where shatter cones and intergranular microfractures are abundant. They have been found in cores down to about 617 m. None has been found below this depth. These metallic particles are typically 2 to several microns wide, with some barely resolvable under the optical microscope.

EL GORESY and CHAO (1976) proposed that these Fe-Cr-Ni particles and veinlets are condensed vapor from the impacting body. Because of the high Cr content (about 10 weight percent), such an impacting body was likely to have been a stony meteorite (average Cr content about 3000 ppm) rather than an iron meteorite (with an average Cr content of about 37 ppm).

The Fe-Cr-Ni particles occur variously as isolated or clusters of particles or as narrow veinlets. Although the clusters and veinlets are only microns in width, they extend discontinuously in lengths of more than 10 mm. The dashed lines in figure 10 show the location of such metallic particles in a whole thin section of quartz-bearing diorite from depth 602.5 m. The lines of Fe-Cr-Ni particles occur along or nearly parallel to the predominant intergranular microfractures, cutting across different minerals such as hornblende and magnetite (fig. 11). The metallic particles have also been observed implanted along cleavages and intragranular

Fig. 10. Photomicrograph of a whole doubly polished thin section of a weakly shocked quartz-bearing diorite with closely spaced intergranular microfractures. Dashed lines indicate location of micron-size particles and veinlets of Fe-Cr-Ni metal. Depth 602.5 m. Reflected light.

Auflicht-Aufnahme eines gesamten polierten Dünnschliffes eines schwach geschockten Quarzdiorits mit dichtgepackten intergranularen Mikrobrüchen. Gestrichelte Linien zeigen die Lokalisierung der Fe-Cr-Ni-Partikel und -Adern. Tiefe 602,5.

Fig. 11. Higher magnification photomicrograph of an area in the same thin section shown in fig. 10. Note the string of droplets of Fe-Cr-Ni that transects a hornblende crystal and a grain of magnetite (with hematite) along the intergranular microfracture. Reflected light, bar scale 100 μ m.

Aufnahme von demselben polierten Dünnschliff wie in Abb. 10. Beachte die orientierten Fe-Cr-Ni-Metalladern, die ein Hornblendekorn sowie ein Magnetitkorn (mit Hämatit) entlang eines intergranularen Bruches durchschlagen. Auflicht. Länge des Striches 100 μ .

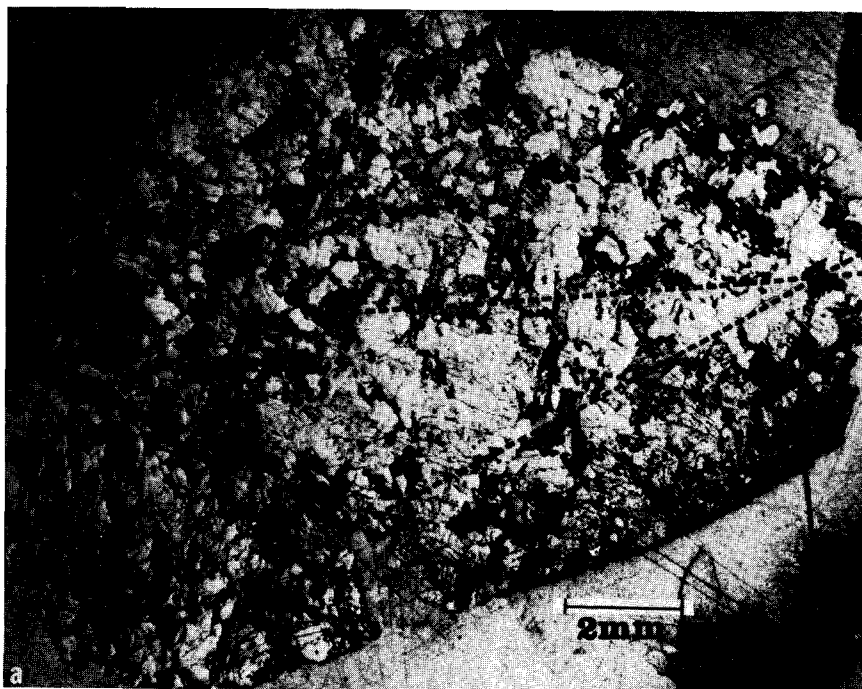


Fig. 10

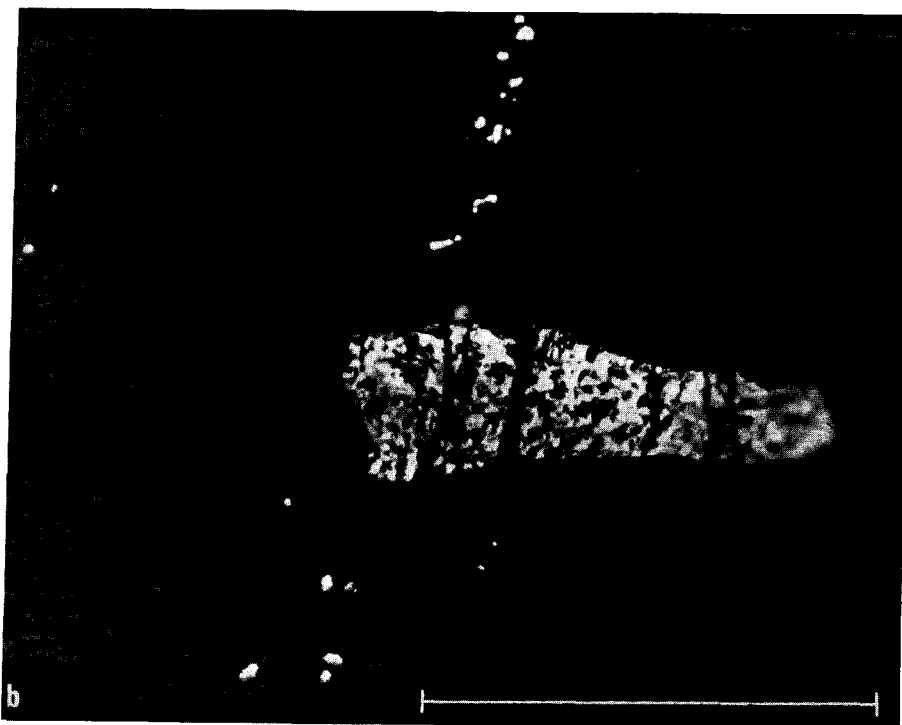


Fig. 11



Fig. 12

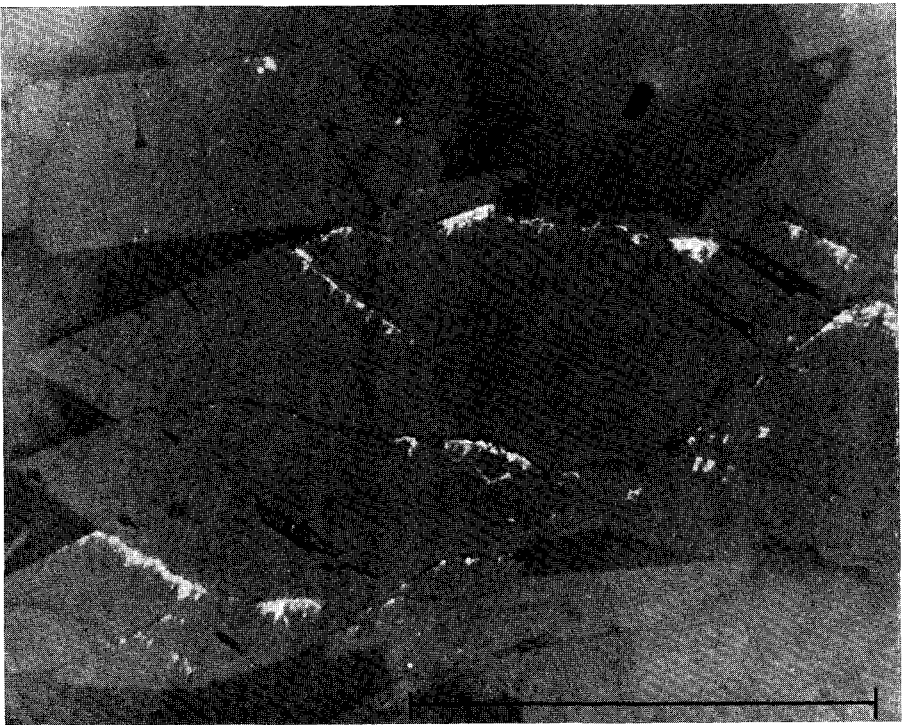


Fig. 13

Fig. 12. Photomicrograph of a polished mount of plagioclase amphibolite with Fe-Cr-Ni veinlets filling intragranular microfractures in hornblende. Depth 604 m. Reflected light, bar scale 10 μ m.

Auflicht-Aufnahme eines polierten Plagioklas-Amphibolit-Schliffes. Fe-Cr-Ni-Metalladern füllen Mikrobrüche in Hornblende. Teufe 604,0. Länge des Striches 10 μ .

Fig. 13. Photomicrograph showing Fe-Cr-Ni metallic veinlets with feather-like extensions along cleavage fractures in hornblende from a quartz-bearing diorite at depth 602.4 m. Bar scale, 100 μ m.

Die Auflicht-Aufnahme zeigt Fe-Cr-Ni-Metalladern mit federförmiger Struktur entlang Spaltbrüchen in Hornblende. Quarzdiorit, Teufe 602,4. Länge des Striches 100 μ .

microfractures in hornblende (fig. 12). In some cases, where the veinlets are inclined, their orientation of direction is indicated by feather-like extensions from the veinlets, all in the same direction, as if they were implanted from a source from that direction (fig. 13). More detailed description of the occurrences of such metallic particles cutting across various types of other minerals in samples of the upper part of the compressed zone are given in another paper (EL GORESY and CHAO, this vol.).

We propose that the mechanism of implantation of the Fe-Cr-Ni vapor with some Si and Ca was similar to that of the injection dikelets. We also offer the interpretation that the Fe-Cr-Ni originated when the impacting meteorite was partially vaporized upon reaching peak pressure and temperature. Furthermore we suggest that the propagation of the shock waves, with refraction and reflections of such waves through the crater floor, created the intergranular and intragranular fractures in the rocks (in hornblende and other minerals) by expansion just before the injection of the vapor. The condensed metallic vapor was sealed within these microfractures, as they contracted. The process is definitely related to the impact, and must have been completed within a fraction of a second.

6. Implications

It is clear that if the impacting body was smaller than 1 km in diameter, then the vaporized metal would have more than 2 km distance to travel from the geometric center of the impact point. However, it is not unreasonable to have an asteroid approaching 3 km in diameter. Such an asteroid of stony meteorite composition would be large enough to survive the deceleration through the Earth's atmosphere. It would probably partially melt upon impact and deform to flow hydrodynamically, spreading laterally into a large pancake and turning inside out. The originally 2—3 km diameter impacting body could easily have deformed into a flattened concave body of 3.5 km to 4 km in diameter just above the crater floor. If this were the case then the injection of metallic vapor from directly above into the top of the compressed zone of the crater floor would not appear impossible or even unexpected. Hence the discovery of these Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone from the drill core 3.5 km away from the center of the impacting point, has for the first time provided us some information indicating the possible size of and deformation of the impacting body during impact penetration.

7. References Cited

- CARTER, N. L., CHRISTIE, J. M. and GRIGGS, D. T.: Experimental deformation and recrystallization of quartz. — *J. Geol.*, **72**, p. 687—733, 1964.
- CHAO, E. C. T.: Shock effects in certain rock-forming minerals. — *Science*, **156**, p. 192—202, 1967.
- Mineral-produced high pressure striae and clay polish: key evidence for nonballistic transport of ejecta from the Ries crater, southern Germany. — *Science*, **194**, p. 615—618, 1976.
 - The Ries crater of southern Germany. — A model for large basins on planetary surfaces. — *Geol. Jb.*, in press, Hannover 1977 a.
 - Impact cratering phenomenon at the Ries multiring structure based on constrains of geological, geophysical and petrological studies and the nature of the impacting body; with energy considerations from J. A. MINKIN. — *The Moon*, in press, 1977 b.
 - Preliminary interpretation of the 1973 Ries research drill core and the Ries cratering model. — *Geologica Bavarica* **75** (this vol.), München 1977 c.
- ENGELHARDT, W. VON, HÖRZ, F., STÖFFLER, D. and BERTSCH, W.: Observations on quartz deformation in the breccias of West Clearwater Lake, Canada, and the Ries basin, Germany. — In *Shock Metamorphism of Natural Materials*, ed. B. M. French and N. M. Short. p. 475—482. Mono Book Corp., Baltimore, Maryland, 1968.
- GORESY, A. EL, and CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth Planet. Sci. Lett.* **31**, p. 330—340, Amsterdam 1976.
- Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni metal veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- GRAUP, G.: *Das Kristallin im Nördlinger Ries*. — Unpublished thesis, Tübingen 1976.
- HÜTTNER, R.: *Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973*. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- ROBERTSON, E. C.: Viscoelasticity of rocks. — In: Judd, W. R. (editor): *State of stress in the earth's crust*. — New York, American Elsevier Publishing Co., p. 180—233, 1964.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 27. 10. 1976.

Discovery, origin, and significance of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core

By AHMED EL GORESY and EDWARD C. T. CHAO

With 15 figures and 1 table

Summary

Metal veinlets and particles were discovered at the top of the compressed zone of the basement crystalline rocks immediately underlying the Ries crater floor. They are restricted to a zone of about 16 meters extending from core depth 602 to 618. Careful inspection of crystalline rock blocks and inclusions in the low temperature suevite revealed that these inclusions are barren of metal veinlets. The metal and particles occur in linear alignment along intergranular microfractures over long distances (up to 14 mm). They also occur in intragranular microfractures in every mineral in the 16 meter zone below 602 core depth. Electron microprobe analyses and SEM studies indicate that the metals consist of an Fe-Cr-Ni alloy. Semiquantitative analyses revealed major Fe, roughly 11 % Cr, 6 % Ni, 0.3 % Co and traces of Si and Ca. The Ni/Co ratio = 20 is identical to the ratio in chondrites. These metal particles were very probably implanted as metal vapor and condensed below the crater floor in intragranular and intergranular microfractures. It is argued that the metals are condensates from the vaporized impacting body. The high Cr content and the Ni/Co ratio strongly suggest that the impacting body was a stony meteorite perhaps a carbonaceous chondrite.

Kurzfassung

Auf- und Durchlichtuntersuchungen der oberen 20 Meter der komprimierten Zone ergaben, daß in einer Zone von etwa 16 Meter unmittelbar unter dem Kraterboden unter Teufe 602 zahlreiche Metalladern vorhanden sind. Die Metalladern kommen in Schock-induzierten intragranularen und intergranularen Brüchen vor. Semiquantitative Analysen mit der Elektronenmikroskopie und mit dem Rasterelektronenmikroskop ergaben überwiegend Fe, etwa 11 % Cr, 6 % Ni und 0,3 % Co. Auch Spuren von Si und Ca wurden in den Metallen nachgewiesen. Das Ni/Co-Verhältnis der Metalladern (20) ist identisch mit dem chondritischen Verhältnis. Der hohe Cr-Gehalt und das Ni/Co-Verhältnis sprechen gegen einen Eisenmeteoriten, jedoch für einen Steinmeteoriten als Projektil. Die Metalle sind mit großer Wahrscheinlichkeit als Metalldampf aus der Gaswolke des am Kraterboden total verdampften Steinmeteoriten in das liegende kristalline Gestein hineingepreßt und kondensiert worden. Damit ist hier zum ersten Mal die unwiderlegbare Bestätigung erbracht worden, daß das Ries ein Meteoritenkrater ist.

Authors' address: Prof. A. EL GORESY, Max-Planck-Institut für Kernphysik, 6900 Heidelberg 1, Saupfercheckweg; Dr. E. T. C. CHAO, U. S. Geological Survey, National Center, Mail Stop 929, Reston, Virginia 22092, USA.

Contents

	Page
1. Introduction	306
2. Distribution and Mode of Occurrence of Metal Veinlets	307
3. Chemical composition of Metal Veinlets	317
4. Origin	319
5. References	320

1. Introduction

The 1206 meters of the 1973 Ries research drill core consists of three distinct units (BAUBERGER et al. 1974, GUDDEN 1974, CHAO 1976): Subaquatic (limnitic) sediments deposited in the post event Ries lake. 2. A layer of 271 meters thickness of fallback suevite breccia (subsequently underlying the post Ries sediments) extending from 331 to 602 meters core depth. 3. An almost continuous undisplaced crystalline basement extending from 602 till the bottom of the Ries core at 1206 meters depth. The crystalline basement below 602 meters depth is intersected by injection dikes especially between 1150 and 1186 meters core depth. The upper 128 meters of the crystalline basement between 602 and 730 meters depth is characterized by the abundance of shatter cones (HÜTTNER, this vol.) and is interpreted as a fractured but unbrecciated and undisplaced zone of bedrock which underlies the crater floor (CHAO 1976, CHAO and EL GORESY, this vol.). This zone below the crater floor is designated the compressed zone¹). Shatter cones are well developed and abundant in the upper 20 meters of the compressed zone. They degrade in degree of development and decrease in abundance downwards and below 730 meters core depth distinction between shatter cones, divergent ridges, and slicken sides is impossible (HÜTTNER, this vol.). CHAO (1977) and CHAO and EL GORESY presented strong evidence that the top of the compressed zone at 602 core depth is very probably the crater floor. In order to further explore the nature of the compressed zone and delineate the structure of shatter cones more than 80 polished, doubly polished thin sections, and covered thin sections were prepared from the upper 20 meters of the compressed zone. The nature of shock features and their attenuation in the compressed zone are described in detail by CHAO and EL GORESY (this vol.). In this report, we will concentrate on the occurrence, origin, and possible implantation mechanism of Fe-Cr-Ni veinlets discovered by us in the uppermost region of the compressed zone just below the crater floor. Polished sections, doubly polished thin sections, and covered thin sections were prepared independently in Heidelberg and Reston laboratories using different sample preparation procedures and different grinding and polishing abrasives. The sections were usually cut at right angles to both the surface of the shatter cones and the shatter cone ridges. The dominant shock features encountered in the samples are subparallel to divergent intergranular fractures.

¹) For details, see CHAO and EL GORESY, this volume.

2. Distribution and Mode of Occurrence of Metal Veinlets

The metal veinlets and particles were encountered in the crystalline basement rocks only below the crater floor (below 602). Careful inspection of crystalline blocks and inclusions in the low temperature suevite (525—602 core depth) revealed them to be barren of metal veins. Metal veins and particles were found in samples prepared in Heidelberg and Reston from the following depths: 602.3, 602.5, 602.7, 603.0, 603.5, 604.0, 605.2, 610.5, 611.8, 613.9, 615.3, 616.0, 616.8. Location of these samples in the Ries core below the crater floor is shown graphically in Fig. 1. Additional metal occurrences were recorded in samples from the following depths: 608.6, 609.2, 611.5, 613.4, 617.5 and 617.5 (HORN 1976). The metal veinlets and particles are abundant in samples between 602 and 604 core depths (Fig. 1), extend downwards with apparent decreasing frequency and terminate at depth 617.6 (EL GORESY and CHAO, 1976b, HORN 1976). Thus, the metal veinlets are restricted to a zone of 15.6 meters at the top of the compressed zone and below the crater floor. They usually occur in linear alignment parallel to and along shock produced intergranular microfractures over long distances up to 14 mm (Fig. 10 CHAO and EL GORESY, this vol.). They are also frequently present as narrow veinlets in shock induced intragranular fractures in various minerals. Figure 2 is a close up from Fig. 10 of CHAO and EL GORESY (this vol.) showing fine metal particles in hornblende aligned along four almost parallel major intergranular fractures. Contamination during the grinding and polishing process was raised as the first possibility immediately after the discovery of metal veinlets. However, the fact that the metals were found in sections prepared at the two laboratories using completely different polishing procedures and polishing material made the possibility of contamination very unlikely. If the metals were implanted in the rocks below the crater floor during the impact event, then they should not be restricted to the polished surfaces of the prepared mounts, but should be also present in intergranular and intragranular fractures below the polished surfaces. Careful inspection of metal veinlets occurring in intragranular fractures in hornblende, plagioclase, and anatase indicate that the major part of the metals occur below the polished surface and only a small part is exposed at the polished surface (Fig. 3 and 4). In reflected light, particles and veinlets occurring below the polished surface can be recognized from those exposed at the surface through their 1) lower reflectance, 2) unfocussed boundaries. Unequivocal evidence of presence of particles below the surface, however, could only be presented through studies with the scanning electron microscope (SEM). Only metal particles, exposed at the polished surface are visible in SEM photomicrographs since secondary electrons reflected from the sample surface will only show the surface features. Figures 5 and 6 are photomicrographs of an area enriched in metal veinlets in anatase and sphene lenticular bodies in chlorite taken in reflected light and SEM respectively. Comparison between the two figures indicate without doubt that more than 50 percent of the metal veinlets in anatase and sphene visible in Fig. 5 are not exposed at the polished surface and are located a few hundred Angstroms below the polished surface. Thus the possibility of contamination is absolutely ruled out. From the evidence presented above we conclude that these metals were injected during the impacting event. In several sections metal implantation along closely packed

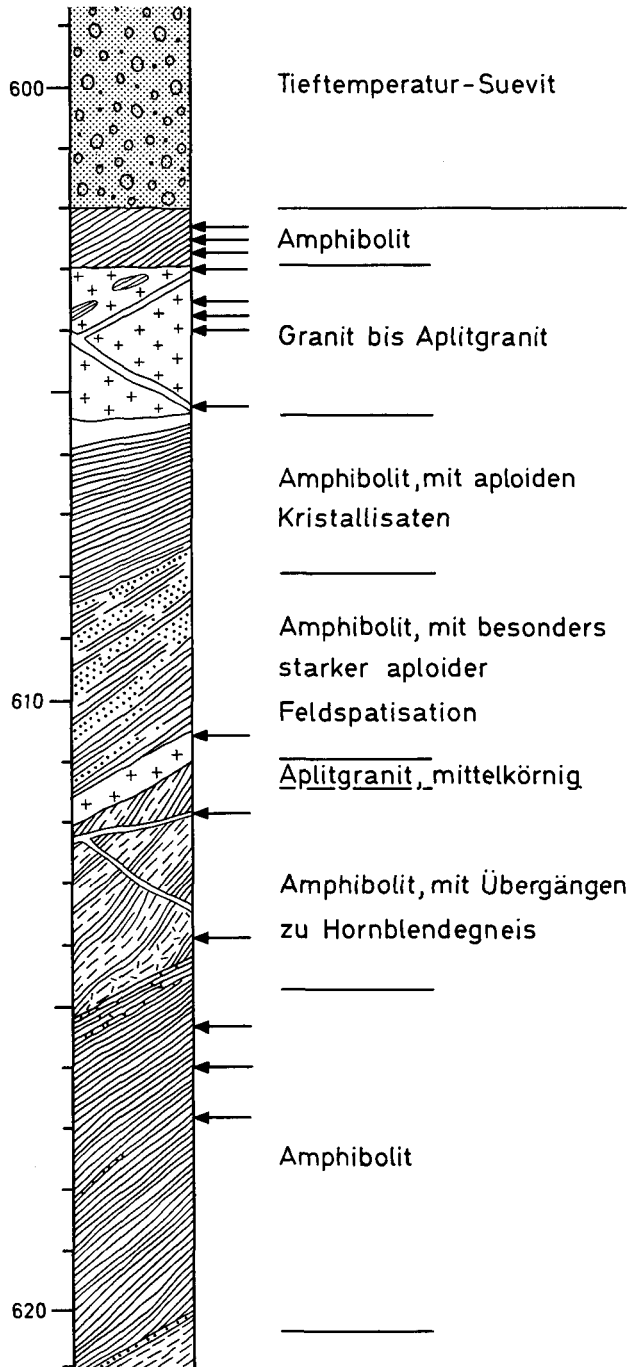


Fig. 1. Ries core section from depth 596 to 520 meters displaying location of samples containing metal veins.

Abschnitt aus dem Ries-Bohrkern zwischen den Tiefen 596 und 520 Meter. Die Pfeile zeigen die Position der Proben, in denen Metalladern gefunden wurden.

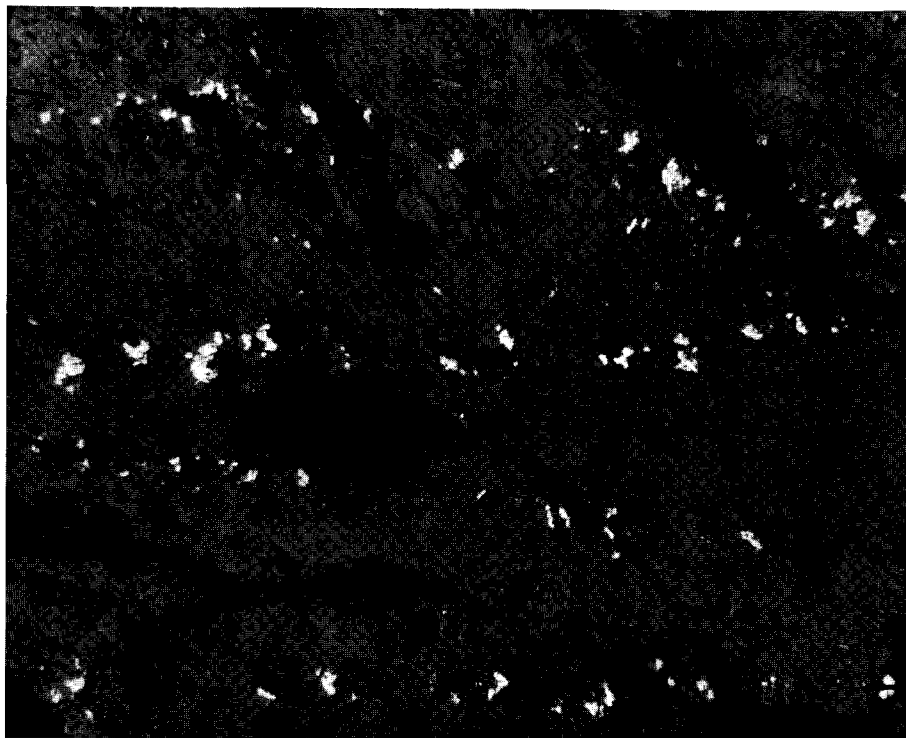


Fig. 2. A close-up from Figure 10 of CHAO and EL GORESY displaying alignment of metal particles along four major intergranular fractures. Sample 602.5 (magnification 260 x).

Detail aus Abbildung 10 von CHAO und EL GORESY. Metallteilchen orientiert entlang vier subparallelen intergranularen Brüchen in Probe 602,5. (Vergr. 260 x).

intergranular microfractures over long distances were observed (Fig. 7). The injected metal veinlets intersect various mineral grains and species regardless of their orientation along one major direction. However, sometimes deviations from this major direction may be present especially when intragranular microfractures were intersected by the metal veinlets (Fig. 9). The process of metal implantation very probably took place during the process of microfracture formation and not after its termination since many veinlets were found to be truncated by post implantation microfractures (Figs. 7–9). This feature is an additional evidence against contamination. A very important feature is that metal implantation is not restricted to wide intergranular and intragranular microfractures. Very thin metal veinlets in the range of 1000 Å vein width and even thinning to a width almost unresolvable by SEM are frequent (Fig. 10). This feature strongly suggests that the veinlets were injected as metal vapor in intragranular and intergranular microfractures and were subsequently condensed before the microfractures were closed. Evidently heavily fractured mineral grains worked as good “traps” for the injecting metal vapor since such grains in an injection zone were found to be heavily enriched in metal particles and veinlets (Fig. 11).

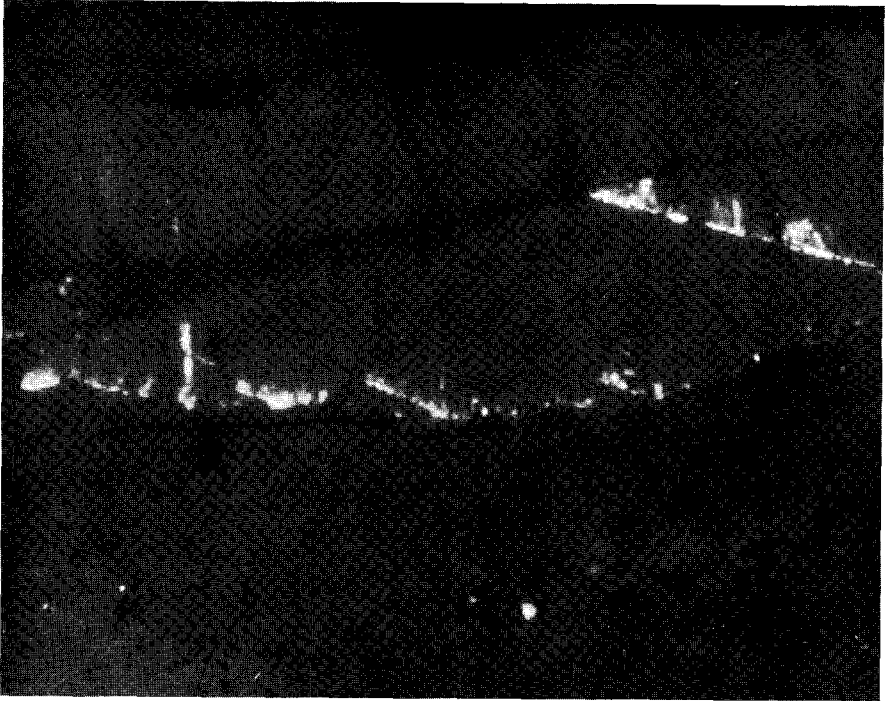


Fig. 3

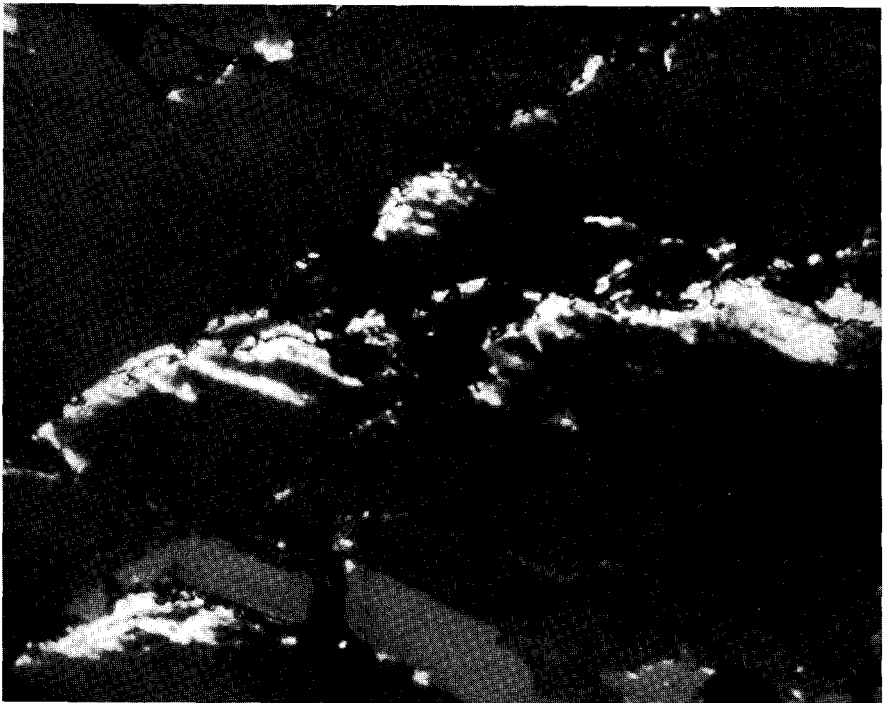


Fig. 4

Fig. 3. Metal veinlets in intragranular fractures in hornblende. Veinlets with low reflectance and unclear boundaries are below the surface of hornblende. Sample 604.0 (Magnification 630 x).

Metalladern in intragranularen Brüchen in Hornblende. Teile mit niedrigerem Reflexionsvermögen und unscharfen Rändern liegen unter der Schliffoberfläche. Probe 604,0. (Vergr. 630 x).

Fig. 4. Oriented metal veinlets in intragranular fractures in hornblende. The majority of the veins is not exposed at the polished surface. Sample 602.7. (Magnification 700 x).

Streng orientierte Metalladern in Hornblende. Die meisten liegen unmittelbar unter der Oberfläche. Probe 602,7. (Vergr. 700 x).

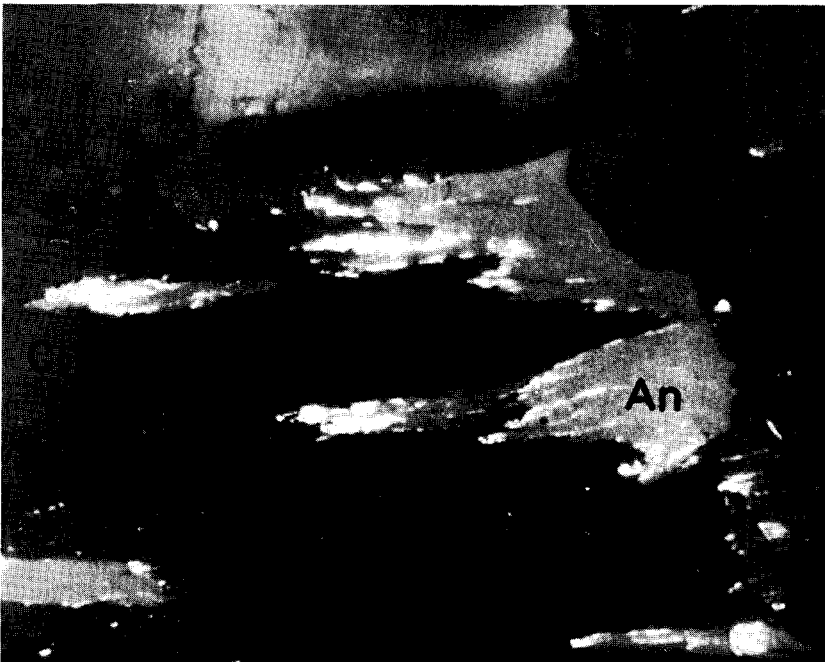


Fig. 5. Photomicrograph in reflected light of metal veins in Anatase (An) and sphene lenticular inclusions in chlorite (Cl). Areas indicated by arrows indicate veinlets not exposed at the polished surface. Sample 610.5. (Magnification 800).

Metalladern in Anatas- (An) und Titaniteinschlüsse in Chlorit (Cl). Pfeile markieren Metalladern, die unter der Oberfläche liegen. Probe 610,5. (Vergr. 800 x).

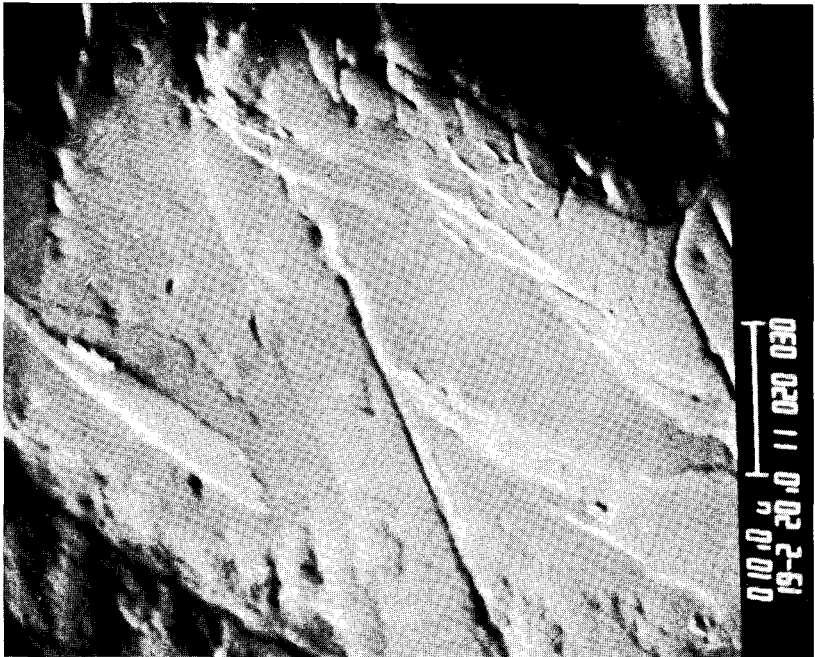


Fig. 6. A SEM photograph of Figure 5. Notice that only small fraction of the metals are exposed at the surface.

Eine Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme von demselben Gebiet in Abb. 5. Nur ein Bruchteil der Metalle liegt an der Oberfläche.

Fig. 7. Various hornblende grains intersected by a set of numerous subparallel metal veins. Sample 610.5. (Magnification 800 x).

Mehrere Hornblendekörner mit einer breiten Schar von subparallelen Metalladern. Probe 610,5. (Vergr. 800 x).

Fig. 8. A close-up of Figure 7 displaying truncated metal veins and a post injection fracture (right). (Magnification 1120 x).

Detail aus Abbildung 7 mit Mitteladern und einer Versetzung gegen einen Postimplantationsbruch (rechts). (Vergr. 1120 x).

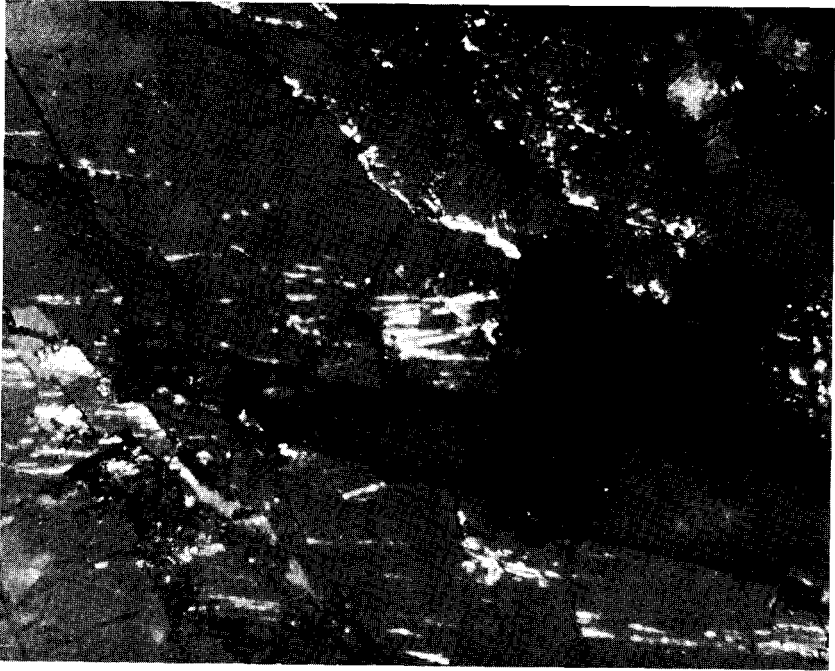


Fig. 7



Fig. 8

Metal implantation was found to be quite abundant in hornblende. However, they were encountered in every mineral between 602 and 617.6 core depth. Figure 12 shows a parallel set of metal veins cutting across plagioclase oblique to its twinning plane. Despite the massive metal implantation in certain grains no evidence of reaction between the injected metal and host minerals was observed. This feature strongly suggests that the process of fracturing, metal vapor injection, metal condensation, and closing of fractures must have lasted for a very short time (a fraction of a second). This feature is well demonstrated in Figs. 13 and 14 where both hematite and magnetite were invaded by metal veinlets without any sign of equilibration between metal and the two iron oxide minerals.

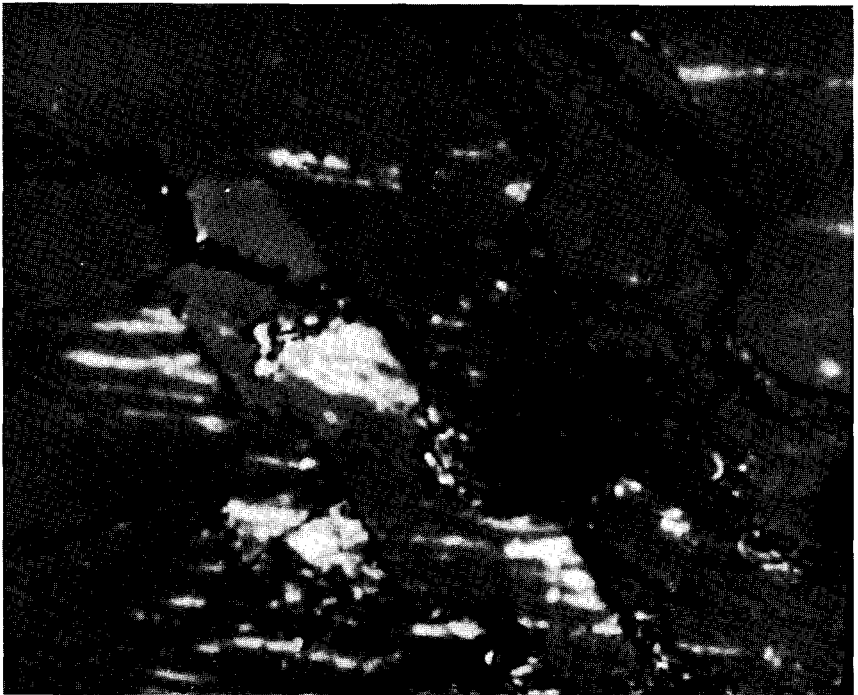


Fig. 9. A close-up of Figure 8 showing implantation of metals along two intragranular fractures in hornblende. (Magnification 1600 x).

Detail aus Abbildung 8. Metalladern orientiert entlang zwei intragranularen Brüchen in Hornblende. (Vergr. 1600 x).

Fig. 11. Heavily fractured hornblende loaded with metal particles. Sample 610.5. (Magnification 1120 x).

Stark zerdrücktes Hornblendekorn mit viel Metall. Probe 610,5. (Vergr. 1120 x).

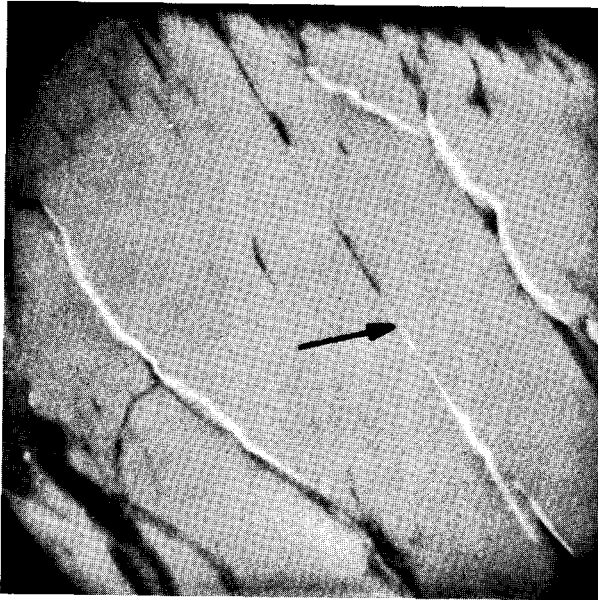


Fig. 10. SEM photograph of a small area in Figure 9 showing very narrow veins (1000 Å) in hornblende (arrow).

Rasterelektronenmikroskopische Aufnahme eines kleinen Gebietes in Abbildung 9. Der Pfeil zeigt auf eine 1000 Å dünne Ader.

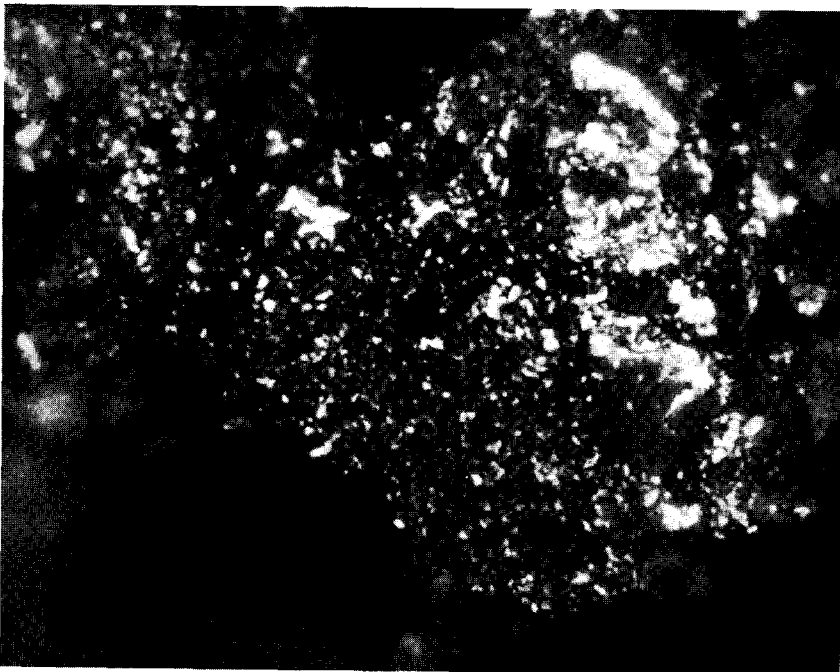


Fig. 11

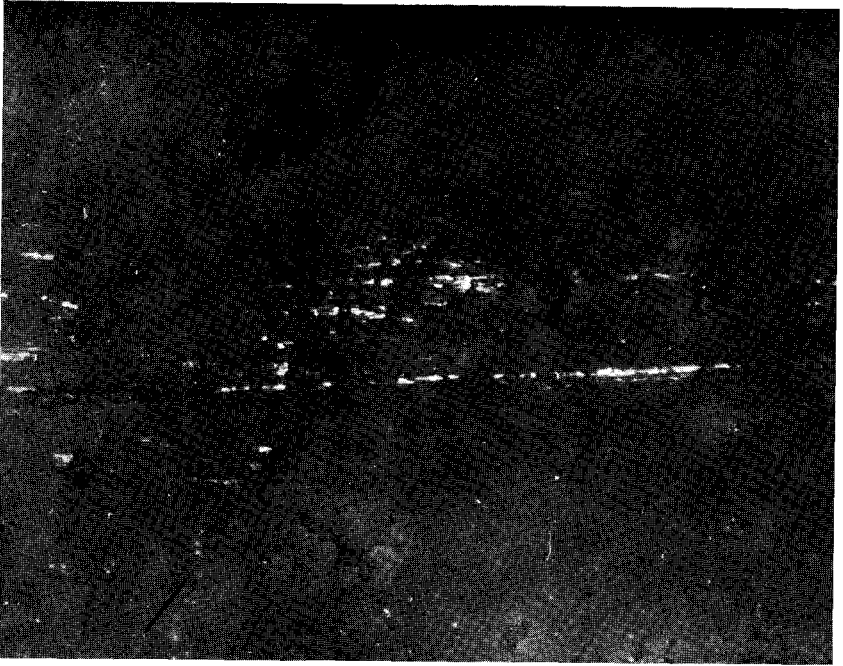


Fig. 12. Elongated metal veins in healed fractures in plagioclase. Black lines indicate direction of twinning. Sample 610.5. (Magnification 800 x).

Eine Schar von Metalladern in Plagioklas. Schwarze Striche markieren die Zwillingsrichtung. Probe 610,5. (Vergr. 800 x).

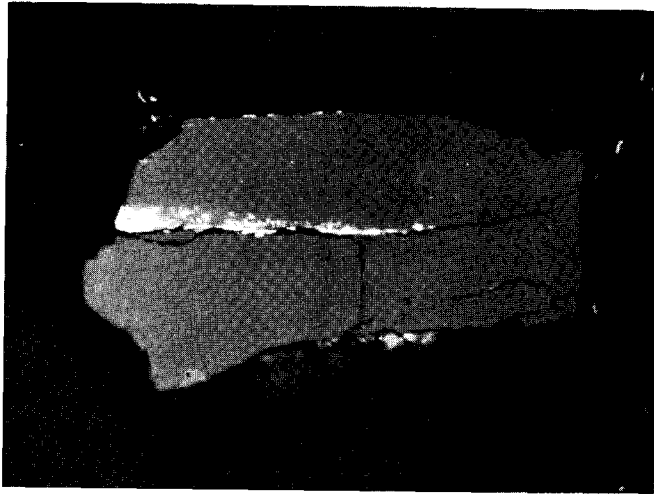


Fig. 13. Magnetite with metal implantation along an open fracture. Sample 602.7. (Magnification 800 x).

Magnetit (grau) mit Metallteilchen (weiß) entlang eines offenen Bruches. Probe 602,7. (Vergr. 800 x).

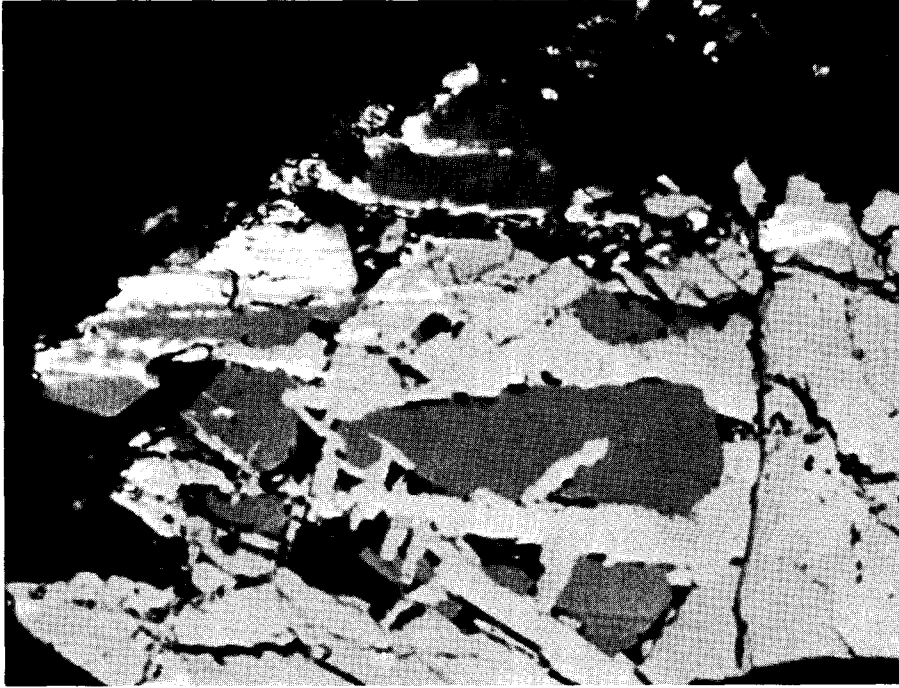


Fig. 14. Magnetite (grey) oxidized to hematite (light grey) along (111) directions. Both minerals are invaded by oriented parallel metal veins (white). Notice that there is no sign of reaction or equilibration. Sample 602.7. (Magnification 1120 x).

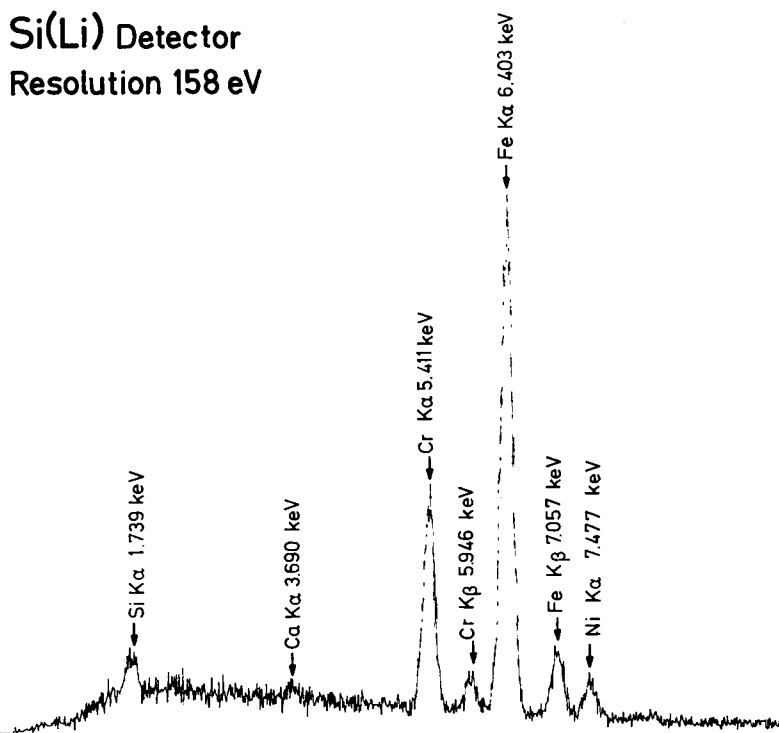
Magnetit (grau) martitisiert zu Haematit (hellgrau) entlang (111) des Magnetits. Beide Mineralien sind von Metalladern (weiß) durchsetzt ohne Anzeichen von Reaktion. Probe 602,7.

3. Chemical Composition of Metal Veinlets

The exposed areas of metal veinlets and particles are usually in the size range of 1 μm and less. Quantitative electron microprobe analysis of objects of that size at normal working conditions is a difficult task, since the size of the excited volume by the electron beam is usually larger than the visible size of the beam. Many of the relatively large metal veins are usually present in open intergranular fractures. Quantitative electron microprobe analyses of such veins were unsuccessful and always gave low totals (less than 85 %) indicating that the excited area also included the empty space of the open microfracture. Analyses of veins completely surrounded by host minerals are not representative since the electron beam will also excite the host minerals. In order to avoid these problems, semi-quantitative analyses were carried out at 15 kV (in order to avoid deep penetration of the electron beam) with a SEM using a Li-drifted silicon detector. The relative abundance of the elements in the spectrum of the host silicate mineral (hornblende) was continuously used as a monitor to check for spectral lines caused by excitation of hornblende. Figure 15 shows a spectrum obtained from a relatively large grain enclosed in hornblende in a specimen at core depth 610.5 meters. The spectrum displays K lines of major elements Fe, Cr and Ni in addition to

K lines of minor Si and Ca. Careful inspection of numerous metal veinlets revealed considerable variation in the Cr content. However, the majority of the metals analyzed are enriched in Cr. It is possible that the Si and Ca lines were derived through excitation of the hornblende beneath the metallic particle. However, aluminum and magnesium, both major elements in the hornblende, were looked for but not detected (Fig. 15). Hence, we conclude that both Ca and Si are present in the metal vein analyzed. It is however, not possible from the present investigation to distinguish whether both elements are dissolved in elemental state, in oxide state, or occur as submicroscopic oxide inclusions in the metal. Semiquantitative analyses with the electron microprobe were also carried out since the resolution of the Li-drifted silicon detector would not allow resolution of the Mn $K\alpha$ from the Cr $K\beta$ and the Co $K\alpha$ from the Fe $K\beta$ lines. The semiquantitative electron microprobe analysis revealed major Fe, roughly 11 wt. % Cr, about 6 wt. % Ni, and about 0.3 wt. % Co. No Mn was found. Several important conclusions could be drawn from these results.

1. Injection of the Fe-Cr-Ni-metal vapor must have taken place under extremely reducing conditions. Since Cr is present in the metal veinlets and



(Vergr. 1120 x).

Fig. 15. X-ray spectrum of a 0.5 μm metal grain in sample 610.5 obtained on SEM using Si(Li) solid state detector. The spectrum displays emission lines of major Fe, Cr, Ni and minor Si and Ca.

Ein Röntgenspektrum eines 0,5 μm -Metallkornes gewonnen mit Hilfe eines Si(Li)-Detektors am Rasterelektronenmikroskop. Das Spektrum zeigt die Linien der Hauptelemente Fe, Cr und Ni und Spuren von Si und Ca.

because the Cr/Cr₂O₃ univariant curve lies by several orders of magnitude lower than the iron wüstite-curve, conditions prevailed during the Ries event must have been much more reducing than conditions on the lunar surface (SATO 1971).

2. The Ni/Co ratio in the metal veinlets (20) is identical to the ratio in chondritic meteorites and is higher than the ratio in iron meteorites (10–16) (MOORE 1971).

4. Origin

As shown above contamination can be ruled out. Two alternative hypothesis could be proposed to explain the origin of the metal veinlets:

1. Condensation products from vaporized ore minerals in ultrabasic rocks or ore bodies such as chromite in crystalline basement rocks.

2. Condensation products from the vaporized impacting body of the Ries.

We consider the first alternative as extremely unlikely because chromite is extremely rare or absent in amphibolites. Furthermore, chromite bodies were never, encountered in ultrabasic rocks of the Ries area and chromite itself is extremely rare in those ultrabasites. If chromite bodies or chromite rich ultrabasites were the source of the metals then they have had to be directly underlying the impact point to be vaporized. If this were the case, the Ries glass produced at the point of maximum peak pressure and temperature would show high Cr concentrations as well. However, Cr₂O₃ concentrations higher than 0.03 wt. % was never reported in Ries glass (EL GORESY and CHAO 1976 a). Condensation of metals vaporized from a chromite body should reveal Cr-rich and not Fe-rich metal alloy (GROSSMAN and OLSEN 1974). Furthermore, chromites do not contain the amount of Ni we found in the metal veins.

This leaves the second alternative as the only possibility: Condensation products from the vaporized impacting body. The Ries cratering event provides an optimum environment for the impacting body to be vaporized, and except for comets, irons is a major element of either iron or stony meteorites. Field evidence and the shape of the Ries crater argue against comet as a possible impact body (CHAO 1977). Two factors indicate that the discovered metals were very probably derived from a stony meteorite but not from an iron meteorite. Firstly, iron meteorites contain on the average only 37 ppm of Cr (Table 1), whereas stony meteorites contain over 3000 ppm Cr. Secondly, the metallic veinlets contain minor amounts of Si and Ca, which could also have been derived from the impacting body. The Ni/Co ratio of the metals is identical to the ratio in stony meteorites and is higher than the ratio in iron meteorites. The majority of the silicate part of the possible stony meteorite is not yet found and it must have condensed also below the crater floor. It should be also pointed out that the Mn- abundance in stony meteorites is almost identical to Cr-abundance. However, Mn was not detected in the metals. A possible explanation for the absence of Mn is the fact that the Mn/MnO univariant curve of Mn lies much lower than the Cr/Cr₂O₃ curve. Probably, the conditions were not reducing enough to let Mn to co-condense with Fe, Cr, Ni, and Co and was condensed together with the silicates as MnO. The fact that the metal veins encountered below the crater

floor 3.5 kilometers northwest of the geometric center of the Ries crater may indicate a large stony meteorite of 2—3 km in diameter which could have easily deformed into a concave body of 3.5 to 4 km in diameter just above the crater floor (CHAO and EL GORESY, this vol.).

We conclude that the impacting body of the Ries crater was very probably a stony meteorite (perhaps a carbonaceous chondrite because of the Cr-content of its metal) (GROSSMAN and OLSEN 1974). Vaporization took place at peak pressures some 70—100 meters above the compressed zone. Accelerated, the metal bearing vapor was injected at high velocities into the upper part of the highly fractured crater floor then condensed followed by closure of the metal bearing microfractures. The metal veins were condensed from the iron rich portion in a fractional condensation process. The relatively high Cr-content suggests that the major part of these veinlets represent the last metal condensates. This is supported by the fact that part of the metals is indeed low in Cr which may represent the early metal condensate. This may be explained by the fact the condensation curve of Cr deviates from the curves of Fe, Ni, and Co (GROSSMAN and OLSEN 1974).

5. References

- BAUBERGER, W., MIELKE, H. SCHMEER, D. and STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- CHAO, E. C. T.: The Ries crater of southern Germany, a model for large basins on planetary surfaces. — *Geol. Jb.*, Hannover 1977. — [in press].
- CHAO, E. C. T. and EL GORESY, A.: Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research deep drill core. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- GOLES, G. G.: Chromium and manganese — In: *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*, B. Mason, editor. — Gordon and Breach, p. 193—207, 1971.
- GORESY, EL A. and CHAO, E. C. T.: Identification and significance of armalcolite in the Ries glass. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **30**, p. 200—208, Amsterdam 1976. — [1976a].
— Evidence of the impacting body of the Ries crater. — The discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, p. 330—340, Amsterdam 1976. — [1976b].
- GROSSMAN, L. and OLSEN, E.: Origin of high-temperature fraction of C₂ chondrites. — *Geochim. et Cosmochim. Acta*, **38**, p. 173—187, 1974.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HORN, W.: Private Communication 1976.
- HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- MOORE, C. B.: Cobalt and Nickel. — In: *Handbook of Elemental Abundances in Meteorites*, B. Mason editor. — Gordon and Breach, p. 215—228, 1971.
- SATO, M.: Electrochemical measurements and control of oxygen fugacity and other gaseous fugacities with solid electrolyte sensors. — In: *Research Techniques for High Pressure and High Temperature*, G. C. Ulmer editor. — Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, p. 43—99, 1971.

Table 1

Chromium Average Contents in Stone and Iron Meteorites.
(Data from GOLES 1971)

Class	Cr 10^{-6} g/g
Stone C1	2400 \pm 300
C2	3100 \pm 300
C3	3500 \pm 400
H3	3400 \pm 500
H4, 5, 6	3400 \pm 400
L3	3750 \pm 180
L4, 5, 6	3800 \pm 400
LL3	3600 \pm 190
LL4, 5, 6	3700 \pm 400
E4	3210 \pm 110
E5, 6	3300 \pm 500
Aubrites	500 \pm 200
Diogenites	6800 \pm 1600
Ureilites	4900 \pm 400
Eucrites	2300 \pm 900
Howardites	4600 \pm 1300
Nakhlites	1680 \pm 130
Shergotty	700 \pm 300
Irons Ga-Ge Group I	< 1 — 5.3
II	2.6—101
III	< 1 —100
VI	< 1 —112

Note added to the proof:

In order to explore the possibility that the metal veinlets discovered could be a product of mechanical contamination during the drilling process, drilling tools (drill head and pipes) used between 500 and 700 meters core depths were studied metallographically and then the various alloys were analyzed with the electron microprobe. The drill head was found to consist of three metal alloy phases. 1. A Ni- and Cu-bearing tungsten carbide alloy. 2. A complex alloy with Ni, Cu, and Sn as major elements (51.45 wt % Ni, 37.57 wt % Cu, and 6.28 wt % Sn), and 3. a tin-rich Ni-Cu alloy (42.39 wt % Ni, 20.79 wt % Cu, and 33.12 wt % Sn). The drill pipe was found to consist of a single Mn-Fe alloy (97.52 wt % Fe, 1.06 wt % Mn). From the chemistry of the drill material we conclude that a contamination during the drill process can be absolutely ruled out. The only left possibility is implantation of metal vapor of the vaporized Ries meteorite. An amphibolite sample collected from core depth 602.3 meters which was found to contain several metal veinlets was sent to Prof. E. ANDERS and Dr. J. HERTOGEN of the University of Chicago for determination of siderophile elements. Dr. J. HERTOGEN informed us that this sample was found to show distinct concentrations (one order of a magnitude higher than the background and than other Ries impactite samples) in the diagnostic elements Os and Ir. These findings indicate without doubt that the veinlets are of meteoritic origin.

The research drillhole Nördlingen 1973 in the Ries crater – a summary of geophysical investigations

By J. POHL, K. BADER, A. BERKTOLD, E. K. BLOHM, K. BRAM, K. ERNSTSON,
H. FRIEDRICH, V. HAAK, R. HÄNEL, J. HOMILIUS, K. KNÖDEL, H. SCHMIDT-KALER,
H. RODEMANN, G. A. WAGNER and H. WIESNER

With 1 figure

The following paper gives a short progress report on the present state of geophysical investigations in the research drillhole Nördlingen 1973, on the drill core and on some connected investigations, as presented in this volume and in the preliminary reports (Geologica Bavarica, 72, München 1974). For more details the reader should refer to the individual articles and figures. The interpretation of part of the results is also based on petrological investigations presented in other articles of this volume. Some of the authors may not completely agree with all the conclusions about the structure of the crater. The responsibility for these parts is carried by the first author. The authors are indebted to President Dr. H. VIDAL and to Dr. H. GUDDEN of the Bayerisches Geologisches Landesamt for the organization of the drilling, the coordination of the research and the publication opportunity. A great part of the investigations was made possible through financial support from the Deutsche Forschungsgemeinschaft.

The 1206 m deep research drillhole Nördlingen (FBN 73) is located 3.5 km west of the center of the crater, about 2.8 km inside the inner ring which surrounds the central crater. The drilling site was chosen in order to obtain a typical profile of the impact and post-impact formations in the central crater. The drill core can be subdivided into the following units, using results of petrological and geophysical investigations (Fig. 1):

- post-impact Tertiary pelitic lake sediments from 0—256 m;
- post-impact Tertiary psephitic-psammitic lake sediments from 256 — c. 314 m, sandstones and conglomerates consisting mainly of redeposited impact formations;
- a 17 m thick graded suevitic unit, in which the coarse material shows increasing grain size from top to bottom (c. 314—331.5 m); suggested deposition mechanisms for this layer are airfall and a turbidity current-type transport; the deposition took place at low temperature;
- a thick fallback, high-temperature, melt-rich suevite layer from 331.5—525 m, with intercalations of large crystalline basement blocks between 392 and 435 m and below 505 m;

- different units of brecciated and fractured basement rocks from 525—1206 m containing large amounts of suevitic dike breccias (low-temperature melt-poor suevite) in the upper part (—642 m) and other dike breccias in the lower part; an important feature is the alternation of shock metamorphism stage I (525—667 m and 762—775 m) and stage 0 (667—762 m and 775—1206 m) in the basement rock units in this interval.

Geophysical data show that about 1 km NW of the drilling site the thickness of the suevite, which is 200 m in the drillhole, increases to more than 400 m (with its lower boundary c. 300 m below sea level). About 2 km E of the drillhole crystalline basement rocks reach at least as high as sea level. The borehole is thus located on a rather steeply rising contact between the suevite fallback and the underlying brecciated and fractured basement rocks. The crystalline basement at high elevation E of the drillhole is part of the innermost 4—5 km diameter irregular peak ring in the central crater.

The drillhole presented the opportunity to measure physical properties of different types of well-preserved impact formations in a terrestrial impact crater. Measurements were made in the drillhole and on the drill core (Fig. 1).

Geophysical well-logging provided a continuous record of p-wave velocity (sonic log), electrical resistivity (laterolog deep and shallow, induction log), self-potential, neutron porosity index (compensated neutron log), bulk density (formation density compensated) and gamma radiation (gamma ray log). Well shooting was carried out to study the propagation characteristics of seismic signals in the crater formations, especially in the brecciated crater basement.

The impact formations (suevite and brecciated and fractured basement rocks) are characterized by low seismic velocity, high signal absorption, low electrical resistivity, low density and high porosity in comparison with the off-structure basement. In the relatively homogeneous suevite layer these parameters have a low variation, whereas in the crystalline basement they show an extremely high variation. There is a good correlation between the macroscopic degree of brecciation and fragmentation, the content of dike breccias of the cores and the reduction of velocity, resistivity and density.

A comparison of resistivity profiles determined from surface measurements with the resistivity logs shows that in addition to the vertical heterogeneity there exist also important lateral variations of resistivity to a depth of about 1000 m and thus of the crater formations (rock type, relief, degree of brecciation and amount of dyke breccias).

The suevite layer between 331.5 and 525 m has a strong and stable reversed remanent magnetization ($J_{nr} = 2.30$ mG), which is characteristic for high temperature suevite breccias in impact craters. It is the causative body of the negative anomalies of the earth's magnetic field in the crater.

A direct extrapolation of the parameters measured in the borehole to greater depths is not permitted. However, the velocities and densities measured in the borehole could be used for a refined interpretation of seismic pro-

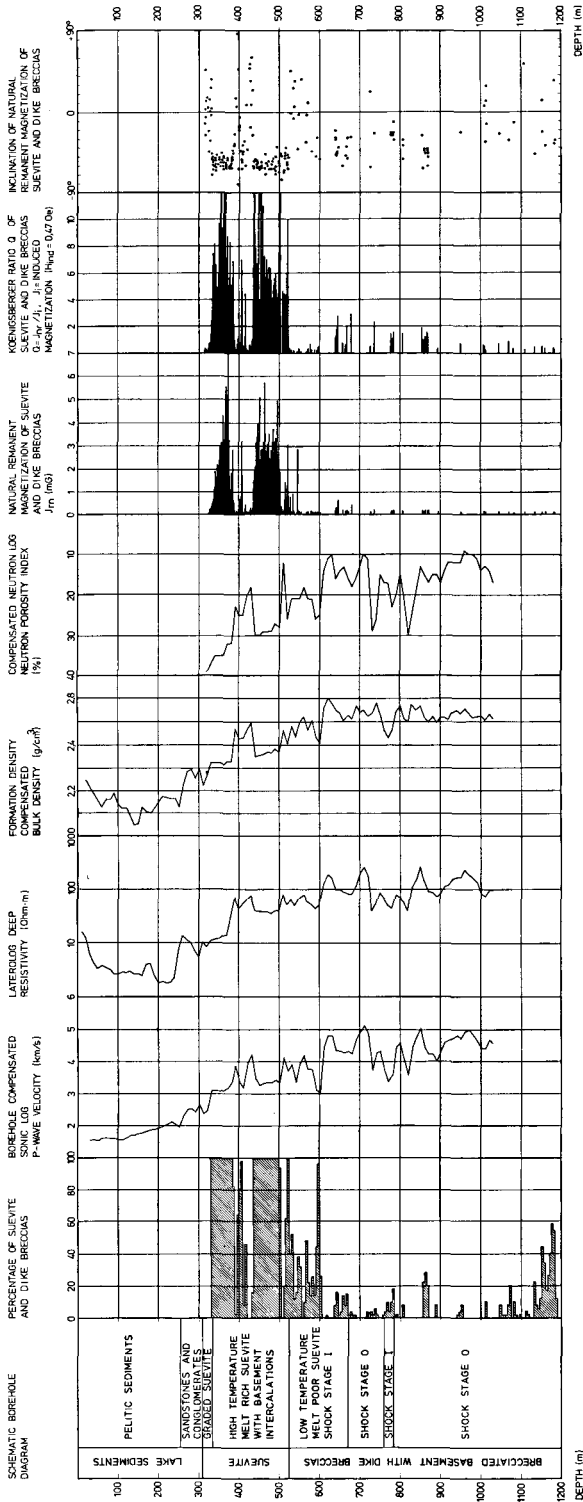


Fig. 1. Drillhole Nördlingen 1973. Schematic drill core profile and geophysical measurements. In the schematic drill core profile the indicated shock stage refers to the basement rocks, not to the suevite and dike breccias. Magnetic properties measured on basement rocks are not shown except for basement intercalations in suevite between 331.5 and 525 m. Positive inclinations between 331.5 and 525 m are due to these intercalations. Positive inclinations in suevitic breccias below 525 m are due to unstable components of the natural remanent magnetization.

Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Schematisches Kernprofil und geophysikalische Messungen. Die Stoßwellenmetamorphose-Stufe im schematischen Kernprofil bezieht sich auf die Kristallin-Schollen, nicht auf Suevit und Gangbreccien. Die am Kristallin gemessenen magnetischen Eigenschaften sind, abgesehen von den Kristallineinschlüssen im Suevit zwischen 331.5 und 525 m, nicht mit dargestellt. Positive Inklinationen in suevitischen Breccien unterhalb 525 m sind vorwiegend auf instabile Komponenten der Remanenz zurückzuführen.

files and of gravity anomalies which yielded new information about the deep structure of the Ries crater.

Two about 40 km long refraction profiles were reinterpreted using ray-tracing programs for two-dimensional velocity distributions. Modelling shows that in order to explain the time delays of seismic waves which crossed the crater, it is necessary to assume a reduced velocity at a depth of at least 5 to 6 km at the center of the crater.

A reinterpretation of the negative gravity anomaly in the crater using density data from the FBN 73 and several other sources gave similar results. For the simulation of the — 18 mgal anomaly and a mass deficit of about 70 000 Mt, it is necessary to assume reduced densities within a bowl-shaped volume having a near-surface diameter between 20 and 25 km and a depth of 5—6 km.

These results show that the intense brecciation and fracturing encountered in the borehole is not limited to the drilling depth of 1200 m, but that it extends to a depth of at least 5—6 km. However, the exact causes of the reduction in density and velocity at great depth are not known. Macro- and micro-fractures produced by the passage of the shock wave probably are the main causes. The amount of dike breccias possibly decreases with depth. Part of the brecciation and fracturing at the depth of several km may be due to readjustment movements within the crater cavity.

Further evidence for deep reaching brecciation and fracturing comes from heat flow measurements. Temperature measurements in the borehole yielded gradients of 8.4 K/100 m in the pelitic lake sediments, 3.9 K/100 m in the suevite and 3.2 K/100 m in the brecciated basement. The thermal conductivity determined for a series of specimens from the core is 2—3 times lower than in comparable unaffected basement rocks, showing the effect of the impact process on this parameter. The heat flow in the suevite and in the crater basement reveals to be about 20 and 40% lower than the expected value for the Ries area (1.8 HFU). However, model calculations assuming a bowl-shaped brecciation zone with a diameter of 20 km and a depth of 5 km show that the low heat flow can be explained by deflection of the heat flow from the crater region with high thermal resistivity to the surrounding area. With this correction the mean heat flow is calculated to 1.75 HFU, which is in good agreement with the expected value.

Information about the thermal history of the impact formations shortly after the impact was obtained from fission track measurements and from rock magnetic investigations. Fission track dating was applied to apatite from the drill core Nördlingen 1973 and from ejected crystalline rocks and to apatite and sphene from fallout suevite (Otting). The highest age (151 Ma) which was found in apatite from ejected basement rocks is thought to be representative for the basement unaffected by the impact. Apatite fission track ages from high-temperature suevite (14.7 ± 0.4 Ma) agree with previous age determinations of the impact event. Complete annealing of preimpact fission tracks in these rocks indicates a minimum temperature of 500° C for the fallout suevite of Otting (apatite and sphene) and of 250° C for the fallback high-temperature suevite of the FBN 73 (apatite only). A partial fission track loss, yielding intermediate ages, was found in different

ejected basement rocks and in basement rocks from the FBN 73 for depths greater than 585 m. The degree of annealing shows that in these rocks the temperature did not exceed 250°C for more than 30 days. According to the rock magnetic measurements the remanent magnetization in the high temperature suevite between 331.5 and 525 m has to be interpreted as a thermoremanent magnetization acquired during cooling in the earth's magnetic field from temperatures above about 600°C . Carrier of remanence is mainly magnetite with predominant blocking temperatures near the Curie-point of 580°C . Below 475 m part of the remanence in the high temperature suevite is carried by maghemite formed by low-temperature oxidation at temperatures below 250°C . The weak remanent magnetization in the low-temperature suevite below 525 m, which is mainly carried by maghemite, can be interpreted as a chemical or thermochemical remanent magnetization formed at temperatures not exceeding $200\text{--}300^{\circ}\text{C}$, which is in agreement with the temperature estimates from fission track data.

Results of thermal conductivity measurements of the drill cores have been used to calculate the cooling times of hot suevite blankets. For a 200 m thick suevite layer as found in the FBN 73 cooling from 600°C to 100°C takes about 2000 years, assuming an infinite horizontal extension. At the same time the layers below are heated to a certain extent. Thermal metamorphism at low pressure will take place in the suevite layer and possibly to a certain extent in the substrate. The low-temperature oxidation of magnetite to maghemite below about 475 m and the acquisition of remanent magnetization in these depths may be related to these processes.

The results of the FBN 73 presented in this volume together with the additional investigations using data from the drillhole FBN 73 lead to some important conclusions about the impact process. In order to reconcile the theory of shock wave propagation with the indications on peak shock pressure distribution in the central crater cavity, it appears necessary to assume that the basement megablocks encountered in the drillhole have been displaced horizontally and vertically over distances up to several km. These movements were probably induced after formation of a 2—3 km deep transient cavity (see also STÖFFLER 1977, this volume) by relaxation of the compressed basement. In the central crater the movements were mainly directed inward and upward and in the marginal zone of the crater inward and downward (see also DAVID 1977, this volume). Relative displacements associated with these movements explain the adjacent position of crystalline basement megablocks with discontinuous stages of shock metamorphism (ENGELHARDT and GRAUP 1977, this volume).

The improved knowledge of the subsurface structure of the crater as well as the consideration of the crater readjustment displacements discussed above lead to better estimates of mass and volume balances for the crater area. Important quantitative data on the thickness and the composition of the outer impact formations crater deposits (Bunte breccia) have also been obtained recently by geoelectric and seismic methods and by drilling (CHAO et. al. 1977) E of the Ries crater and by drilling (HÖRZ et. al. 1977) S and SW of the crater. This provides additional constraints for the estimate of displaced masses and thus for a more detailed reconstruction of the impact process.

References

- CHAO, E. C. T., HÜTTNER, R. and SCHMIDT-KALER, H.: Vertical sections of Ries sedimentary blanket as revealed by 1976 drill cores from Otting and Itzing. — *Lunar Science*, **8**, Houston 1977. — [in press].
- HÖRZ, F., GALL, H., HÜTTNER, R. and OBERBECK, V. R.: Shallow drilling in the „Bunte Breccia“ impact deposits, Ries crater, Germany. — *The Moon*, Dordrecht 1977. — [in press].

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 6. 12. 1976.

Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen an den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von JEAN POHL

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung

Die Seetone der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 sind von 256 bis ca. 180 m normal, von ca. 180 bis ca. 130 m invers und oberhalb ca. 130 m wieder normal magnetisiert. Die Magnetisierung wird interpretiert als Folge von normalen und inversen Polaritäten des Erdmagnetfeldes. Da auf den invers magnetisierten Suevit, der die Polarität des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Impakts wiedergibt, kurz danach normal magnetisierte Seetone abgelagert wurden, wird angenommen, daß möglicherweise durch den Impakt eine Umkehr des Erdmagnetfeldes ausgelöst wurde. Der Vergleich der Polaritäten der Seetone mit einer tertiären Polaritätsskala ergibt eine Sedimentationsdauer der Seetone zwischen etwa 0,5 und 2 Millionen Jahren.

Der Suevit der FBN 73 hat von 331,5—525 m (Hochtemperatur-Suevit) eine stabile, inverse, vorwiegend thermoremanente Magnetisierung, die bei der Abkühlung von Temperaturen über 600° C entstanden ist. Eine Berechnung der Abkühlungsdauer für eine 200 m mächtige Suevit-Schicht ergab rund 2000 Jahre. Träger der Remanenz ist oberhalb 450 m hauptsächlich Magnetit in Form von Einbereichs- und Pseudoeinbereichsteilchen mit Blockungstemperaturen oberhalb 550° C. Paläointensitätsmessungen ergeben ein Paläofeld zwischen 0,2 und 0,3 Oe. — Unterhalb 450 m wird ein Teil der Remanenz von Maghemit, der durch Tieftemperaturoxydation bei Temperaturen unterhalb ca. 250° C gebildet wurde, getragen. Dieser Anteil der Remanenz ist eine chemische Remanenz. — Die suevitischen Breccien unterhalb 525 m (Tieftemperatur-Suevit) haben ebenfalls eine vorwiegend inverse remanente Magnetisierung, die jedoch weniger stabil ist als diejenige im Hochtemperatur-Suevit. Träger der Remanenz sind Magnetit und Maghemit. Die Maximaltemperatur dürfte nach der Ablagerung 200—300° C nicht überschritten haben. Die Remanenz kann als thermochemische Remanenz und chemische Remanenz gedeutet werden.

Summary

The pelitic lake sediments of the drill core Nördlingen 1973 (0—256 m) have a normal magnetization between 256 and c. 180 m, a reversed magnetization between c. 180 and 130 m and a normal magnetization above c. 130 m. The magnetization sequence is interpreted as a sequence of normal and reversed polarities of the earth's magnetic field. As the normally magnetized lake sediments have been deposited shortly after the deposition of the reversely magnetized suevite, which recorded the polarity at the time of the impact, it is suggested that the impact may have triggered a reversal of the earth's magnetic field.

The suevite of the drill core has a strong and stable reverse remanence from 331,5 to 525 m (high temperature suevite). The remanence is mainly a thermoremanence acquired during cooling

of the hot suevite blanket from temperatures above c. 600° C. Cooling time for a 200 m thick suevite layer was calculated to be about 2000 years. Above 450 m the carrier of remanence is mainly single domain and pseudosingle domain magnetite with blocking temperatures above 550° C. Paleointensity measurements yielded a paleofield of 0.2–0.3 Oe at the time of the impact. — Below 450 m part of the remanence is carried by maghemite, which formed by low-temperature oxidation at temperatures below 250° C. This part of the remanence is considered to be a chemical remanence. — The suevitic breccias below 525 m (low temperature suevite) also have a weak, generally reversed remanent magnetization, which is however less stable than the remanence in the high-temperature suevite. Carriers of remanence are both magnetite and maghemite. The mean deposition temperature probably did not exceed 200–300° C. The remanent magnetization may be a thermochemical remanence or a chemical remanence.

Inhalt

	Seite
1. Paläomagnetische Messungen an den Seetonen (0—256 m) der FBN 73	330
1.1. Messungen und Ergebnisse	330
1.2. Interpretation und Folgerungen	333
2. Paläomagnetische Messungen an den Sueviten der FBN 73	335
2.1. Gliederung des Suevit-haltigen Abschnittes	336
2.2. Messungen der Magnetisierung	337
3. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Proben aus dem Suevit-Abschnitt der FBN 73	338
3.1. Messung der Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung und Bestimmung der ferromagnetischen Erzkomponenten	338
3.2. Thermische Entmagnetisierung und Bestimmung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Impakts	340
3.3. Zur Abkühlung der Suevitschicht	342
3.4. Wechselfeldentmagnetisierung, Hysteresekurven und Remanenzkoerzitivkraft	345
4. Literatur	347

1. Paläomagnetische Messungen an den Seetonen (0—256 m) der FBN 73

1.1. Messungen und Ergebnisse

Paläomagnetische Messungen an pleistozänen See-Sedimenten haben in den letzten Jahren wichtige Beiträge zur Kenntnis der Geschichte des Erdmagnetfeldes geliefert. Es erschien daher sinnvoll, ähnliche Messungen an den tertiären See-Sedimenten, insbesondere an den Seetonen der FBN 73 zu versuchen. Bei der geschätzten Sedimentationsdauer von einigen Millionen Jahren war zu erwarten, daß in den See-Sedimenten mehrere Umkehrungen des Erdmagnetfeldes zu erkennen sind. Von einem Vergleich mit den vorhandenen Polaritätsskalen des Erdmagnetfeldes konnte man sich eine Bestätigung oder Verbesserung der geschätzten Sedimentationsdauer versprechen. Bei günstigen Bedingungen für die Bildung der remanenten Magnetisierung in den See-Sedimenten hätten diese Messungen auch Informationen über die Säkularvariation des Erdmagnetfeldes im Tertiär bringen können. Aufgrund der Bohrergebnisse erschienen vor allem die Seetone von 0 bis 256 m für paläomagnetische Messungen geeignet. Die Ergebnisse für diese Zone werden im folgenden beschrieben. Für die Sandstein- und Konglomerat-Zone von 256 bis ca. 314 m war in Anbetracht der Entstehungsbedingungen dieser Gesteine nicht mit der Ausbildung einer für paläomagnetische Zwecke brauchbaren remanenten Magnetisierung zu rechnen. Es wurden daher nur wenige Stichproben aus dieser Zone vermessen, die im folgenden nicht weiter diskutiert werden sollen.

Probenauswahl und Bearbeitung

Zur Messung der remanenten Magnetisierung der Seetone wurden zylindrische Proben von 2,8 cm Durchmesser und 2,5 cm Länge aus den Kernen herausgebohrt. Das Bohren dieser Proben erwies sich als relativ schwierig, da die getrockneten Bohrkerne, die häufig eine stark blättrige Struktur hatten, leicht zerfielen. Um dies zu verhindern wurden die Kerne in einem Holzschraubstock axial zusammengepreßt. Mit körnigem Hartmetall bestückte Bohrkronen waren bei einer Umdrehungszahl von 100—200 U/min zum Bohren am besten geeignet. Zur Konservierung und um ferromagnetische Kontamination der größtenteils sehr gering magnetisierten Kerne zu verhindern, wurden diese dann in dünnflüssigen Klebstoff getaucht.

Es muß zunächst angenommen werden, daß die remanente Magnetisierung der Seetone eine Sedimentationsremanenz ist. Voraussetzungen für brauchbare paläomagnetische Ergebnisse sind daher eine ruhige Ablagerung der Sedimente und eine möglichst ungestörte Schichtung. Bei der Untersuchung der Kerne zeigte sich jedoch, daß diese Voraussetzungen nur zum Teil erfüllt waren. Ein großer Teil der Seetone, besonders in den unteren Partien, ist zwar feinlamellar geschichtet, die Schichten sind jedoch häufig durch subaquatische Rutschungen gestört und verfaltet. Oberhalb ca. 150 m ist auch die Schichtung schlechter ausgebildet, es sind Olisthotromhorizonte und Bioturbation und oberhalb ca. 50 m Verlandungserscheinungen zu erkennen. Bei der Auswahl der Proben für die paläomagnetischen Messungen wurde darauf geachtet, daß die Kerne möglichst ungestört und horizontal geschichtet waren. Insgesamt wurden 233 Kernstücke ausgesucht, die 450 Einzelproben ergaben. Eine gleichmäßige Teufenverteilung der Proben war wegen des schlechten Zustandes der Bohrkerne, besonders in den oberen Partien, nicht möglich.

Natürliche remanente Magnetisierung (NRM)

Als Meßergebnisse für die natürliche remanente Magnetisierung sind in Abb. 1 die Inklination und die Intensität dargestellt. Die Intensität der NRM war, abgesehen von wenigen Proben, kleiner als 10^{-6} G und damit sehr gering. Sie lag bei vielen Proben nahe der Grenze der Empfindlichkeit des Magnetometers.

Die Inklination der NRM zeigt im Vergleich zu Messungen an verschiedenen rezenten See-Sedimenten oder an Tiefseetonen eine starke Streuung, deren Ursache im einzelnen schwer zu erkennen ist. Ein Teil der Streuung ist sicher durch die relativ großen Meßfehler bei den sehr schwach magnetisierten Proben zu erklären. Weiterhin spielen für die Bildung einer Sedimentationsremanenz z. T. recht ungünstige Bedingungen im Ries-See eine große Rolle. Hier sind vor allem die relativ geringe Wassertiefe und die schon erwähnten Störungen der Schichtung zu nennen. Dies gilt in besonderem Maße für die obersten 100 m der Seetone, die dementsprechend auch wenig zuverlässige Daten geliefert haben. Weitere Ursachen für die Streuung der Richtungen können postsedimentäre Veränderungen der die Remanenz tragenden Mineralien und viskose Komponenten der Magnetisierung sein. Für eine viskose Komponente der NRM spricht die flache Inklination in der Zone von ca. 180—130 m, die durch eine inverse Remanenz ($i \approx -60^\circ$) mit einer überlagerten viskosen Remanenz in Richtung des heutigen Feldes erklärt werden kann (s. u.).

Die bisher genannten Ursachen für die Streuung haben zur Voraussetzung, daß vorwiegend eine Sedimentationsremanenz vorliegt. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß die Remanenz z. T. oder auch ganz eine chemische Remanenz sein kann. Der Zeitpunkt für die Entstehung dieser Remanenz ist dann relativ schwierig festzulegen. Es könnten einige Jahre, Jahrzehnte oder auch Jahrtausende gewesen sein. Kriterien hierfür wären erst zu erarbeiten. Eine chemische Remanenz

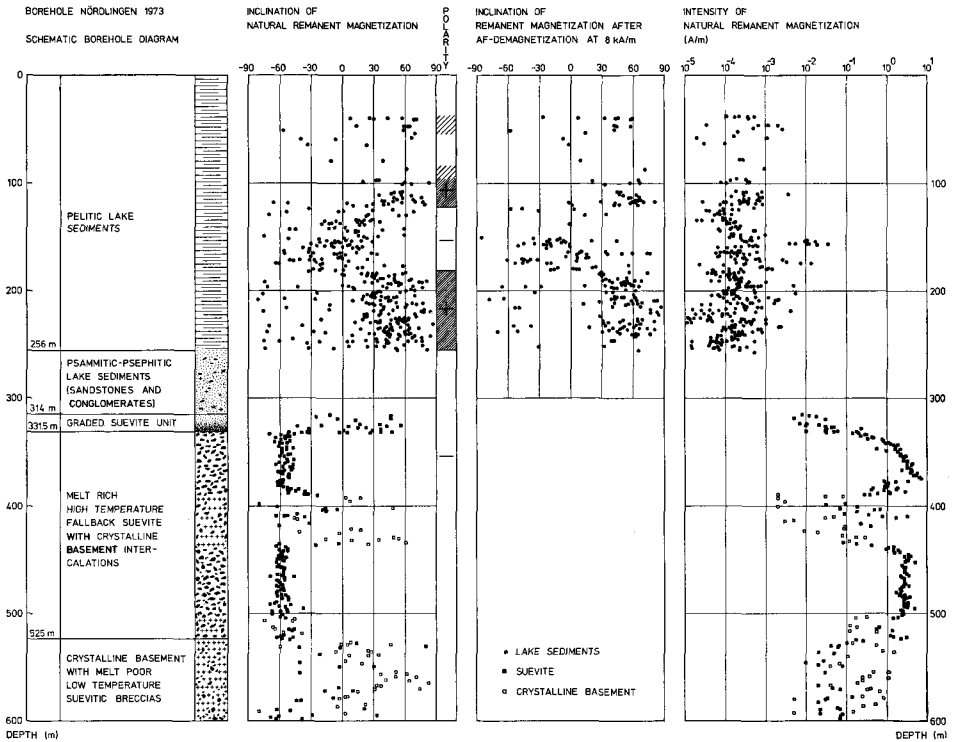


Abb. 1. Paläomagnetische Ergebnisse der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (Seetone und Suevit). Wechselfeldentmagnetisierung: $8 \text{ kA/m} \cong 100 \text{ Oe}$. Betrag der Remanenz: $1 \text{ A/m} \cong 10^{-3} \text{ G}$.
 Paleomagnetic results of the drill core Nördlingen 1973 (Pelitic lake sediments and suevite). Alternating demagnetizing field: $8 \text{ kA/m} \cong 100 \text{ Oe}$. Intensity of remanent magnetization: $1 \text{ A/m} \cong 10^{-3} \text{ G}$.

(Kristallisationsremanenz), die relativ spät (z. B. einige Dezimeter, ausgedrückt in Mächtigkeit der Seetone) nach der Sedimentation gebildet wurde, sollte durch Bioturbation u. ä. nicht mehr stark gestört werden. Die subaquatischen Rutschungen könnten jedoch auch für größere Tiefen noch zu Streuungen führen.

Trotz der beträchtlichen Streuung der Inklinationen sind bei der NRM größere Gruppen relativ einheitlicher Richtung zu erkennen. Von ca. 256 bis 180 m ist die Inklination vorwiegend positiv mit einem Mittelwert von rund $+50^\circ$; von ca. 180 bis 130 m liegen die Werte vorwiegend zwischen etwa $+30^\circ$ und -30° . Beachtenswert ist hier das Fehlen der positiven Inklinationen von etwa 50° — 60° . Oberhalb 130 m ist die Inklination dann wieder positiv, im Mittel 50° — 60° . Oberhalb 80 m lassen sich kaum noch Aussagen machen, da hier zu wenig brauchbare Proben gewonnen werden konnten. Die beschriebene Gliederung kann, mit Vorbehalt, aufgefaßt werden als eine Gliederung in eine normal magnetisierte Zone zwischen rund 256 und 180 m, eine invers magnetisierte Zone zwischen rund 180 und 130 m und darüber wieder eine normal magnetisierte Zone, deren obere Begrenzung jedoch nicht zu erkennen ist.

Wechselfeldentmagnetisierung

Die Wechselfeldentmagnetisierung einer Reihe von Testproben hat gezeigt, daß die Stabilität der Remanenz in den Seetonen nicht allzu groß ist. Wechselfelder von 100 Oe führten in den meisten Fällen zu einer Abnahme der Remanenz um etwa 70—80 %. Bei höheren Feldern begann die Intensität meistens mehr oder weniger stark zu schwanken. Dies kann zum Teil auf die Entmagnetisierungsapparatur, zum Teil auf Meßfehler wegen der sehr geringen Restremanenz, eventuell z. T. auch auf viskose Magnetisierung zurückgeführt werden. Hier wären weitere Untersuchungen angebracht. Ähnlich der Intensität begann die Richtung bei entmagnetisierenden Feldern über 200 Oe ebenfalls meist stark zu schwanken.

Zur Entmagnetisierung der gesamten Proben wurden Felder von 50 und 100 Oe verwendet (Abb. 1). Die Anzahl der dann noch meßbaren Proben hat sich dabei etwas verringert. Für die oben beschriebenen Zonen ist generell eine Verringerung der Streuung, bei den normal magnetisierten Zonen (a und c) eine Verringerung der relativen Anzahl der invers magnetisierten Proben und bei der invers magnetisierten Zone (b) eine Verschiebung zu negativen Inklinationen zu erkennen. Dies kann als Bestätigung angesehen werden für die Annahme, daß die Zone b eine invers magnetisierte Zone ist, in der die inverse Magnetisierung durch Überlagerung einer sekundären, wahrscheinlich viskosen Magnetisierung in Richtung des heutigen Erdmagnetfeldes teilweise kompensiert wird.

1.2. Interpretation und Folgerungen

In diesem Abschnitt werden einige Folgerungen aus den paläomagnetischen Messungen an den Seetonen beschrieben, die auf einer Reihe von Annahmen beruhen, die deutlich herausgestellt werden sollen, insbesondere angesichts des z. T. etwas spektakulären Charakters der Folgerungen. Vorweggenommen werden hierbei die paläomagnetischen Ergebnisse der Messungen an den Suevitkernen, die später beschrieben werden.

Die in Abb. 1 dargestellten und in den vorangegangenen Abschnitten diskutierten paläomagnetischen Messungen an den Seetonen werden wie folgt interpretiert: Die Polarität der remanenten Magnetisierung wird gedeutet als Polarität des Erdmagnetfeldes zur Zeit der Ablagerung der Seetone. Dies setzt voraus, daß keine Selbstumkehr stattgefunden hat. Eine Selbstumkehr ist jedoch bei dem derzeitigen Stand der Kenntnisse sehr unwahrscheinlich. Nach dieser Deutung wurden in den Seetonen mindestens 2 Polaritätswechsel erfaßt. Da die unter den Seetonen liegenden Suevite eine inverse remanente Magnetisierung haben, die ein inverses Magnetfeld zur Zeit des Impakts anzeigt, sind insgesamt mindestens drei Polaritätswechsel nach dem Impakt erfaßt: Von — auf +, von + auf —, von — auf +.

Es wird weiter die Annahme gemacht, daß die Sandsteine und Konglomerate zwischen 256 und 314 m innerhalb maximal einiger tausend Jahre sedimentiert wurden (was angesichts des starken hierfür notwendigen Reliefs naheliegend ist), so daß keine große zeitliche Lücke zwischen der in den Sueviten und den untersten Seetonen erfaßten Polarität existiert. Damit läßt sich dann eine partielle Polaritätsskala für den Zeitraum Impakt — Ablagerung der Seetone bis etwa 80 m unter der heutigen Oberfläche aufstellen. Dies ist in Abb. 2 dargestellt. Dabei ist die Tiefenskala unter der Annahme von zwei verschiedenen konstanten Sedimenta-

tionsraten in eine Zeitskala umgerechnet worden (vgl. GUDDEN 1974, GALL et al. 1974, DEHM et al. 1977).

Abschätzung der Sedimentationsdauer

In Abb. 2 ist auch ein Ausschnitt aus einer rezenten Polaritätsskala für das Tertiär dargestellt (BLAKELEY 1974). Der Vergleich mit dieser Skala zeigt, daß bei der gewählten Sedimentationsdauer von 0,5—1,0 Ma die Intervalle gleicher Polarität bezüglich der Größenordnung der Dauer vergleichbar sind. Wesentlich kürzere oder längere Sedimentationsdauern würden bei der angenommenen Polaritätsverteilung in den Seetonen zu allzu kleinen oder allzu großen Polaritätsintervallen führen. Es kann daher mit einer Sedimentationsdauer von rund 1 Million Jahren gerechnet werden, was in genereller Übereinstimmung mit den anderen erwähnten Abschätzungen wäre.

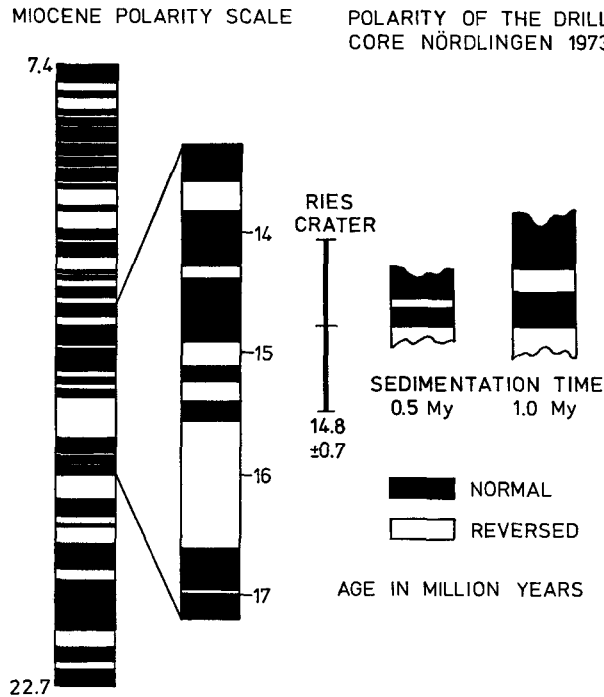


Abb. 2. Vergleich der Polaritäten des Erdmagnetfeldes in der Forschungsbohrung Nördlingen nach Abb. 1 mit der Polaritätsskala für das Miozän nach BLAKELEY (1974). Zur Umrechnung der Sedimentmächtigkeit in eine Zeitskala wurden eine Sedimentationsdauer von 0,5 und von 1,0 Ma für die gesamten Seetone (256 m) angenommen. Der Zeitpunkt des Impakts und damit des ältesten Polaritätswechsels in der FBN 73 (von invers auf normal) kann irgendwo innerhalb der Fehlergrenzen der Altersangaben für das Ries liegen. In der Abb. ist er willkürlich bei 14,8 Ma gelegt worden.

Comparison of the partial polarity scale obtained from the drill core Nördlingen 1973 (Fig. 1) with the Miocene polarity scale of BLAKELEY (1974). The conversion of the thickness of lake sediments into a time scale was made assuming a total sedimentation time of 0.5 and 1.0 Ma. The time of the impact and thus of the oldest reversal in the drill core (from reversed to normal) may be anywhere within the error interval of the age determination for the Ries crater.

Eine absolute stratigraphische Einordnung der Polaritäten des Suevits und der Seetone ist bisher angesichts der kleinen Anzahl von nur 3 erfaßten Umklappungen, der Ungenauigkeit der radiometrischen Altersbestimmungen an den Riesgläsern von ca. 5 % und der Unsicherheiten bei der Blakeley-Skala nicht möglich.

Umkehr des Erdmagnetfeldes durch den Ries-Impakt ausgelöst?

Nach der oben beschriebenen Deutung der paläomagnetischen Meßergebnisse an den Seetonen und am Suevit hat unmittelbar, d. h. innerhalb weniger tausend Jahre nach dem Impakt eine Umkehr des Erdmagnetfeldes stattgefunden. Dies führt zu der Frage, ob nicht ein kausaler Zusammenhang zwischen Impakt und Feldumkehr besteht. Dieser Gedanke ist schon früher geäußert worden aufgrund der guten altersmäßigen Übereinstimmung der Tektite und Mikrotektite aus dem südostasiatischen Raum mit der Feldumkehr vor 0,7 Ma (GLASS und HEEZEN 1967 a, b), sowie auch der Tektite und Mikrotektite von der Elfenbein-Küste mit dem Jaramillo-Event vor ca. 0,9 Ma (DURRANI und KHAN 1971), obwohl in diesem Fall die Übereinstimmung der Alter nicht so gut ist. Zusammen mit dem Ries-Ereignis hätte man damit zwei, eventuell drei Beispiele für eine zeitliche Koinzidenz eines Impaktes mit einer Umkehr des Erdmagnetfeldes. Die Wahrscheinlichkeit für ein zufälliges zeitliches Zusammentreffen des Ries-Ereignisses und des Impakts, der zur Bildung der Tektite des südostasiatischen Raumes geführt hat, mit Umkehrungen des Erdmagnetfeldes ist kleiner als $1/1000$. Es muß daher die Möglichkeit in Betracht gezogen werden, daß Einschläge von großen kosmischen Körpern eine Umkehr des Erdmagnetfeldes auslösen können.

2. Paläomagnetische Messungen an den Sueviten der FBN 1973

Die Suevite aus dem Ries haben fast ausnahmslos eine starke und stabile negative remanente Magnetisierung. Diese war zuerst an den anstehenden Auswurf-Sueviten erkannt und untersucht worden (POHL 1965, ANGENHEISTER und POHL 1969) (Unter Auswurf-Suevit werden hier alle Suevite außerhalb des inneren Walls verstanden). Wegen der negativen Anomalien des Erdmagnetfeldes im Ries (REICH und HORRIX 1955, POHL und ANGENHEISTER 1969) wurde vermutet, daß auch innerhalb des Ries unter den Seetonen große Mengen suevitischer Materials liegen müßten. Dies ist durch die Ergebnisse der Bohrungen Wörnitzostheim, Deiningen I und der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 nachgewiesen worden. In allen diesen Bohrungen, die in Gebieten negativer Anomalien liegen, wurde invers magnetisierter Suevit angebohrt oder durchbohrt (POHL 1965, POHL und ANGENHEISTER 1969, POHL 1974). In der Bohrung Wörnitzostheim wurden 80 m stark magnetisierten Suevits, der aufgrund seiner Lage und petrographischen Beschaffenheit als Auswurf-Suevit anzusehen ist, durchbohrt. In der Bohrung Deiningen I wurden ca. 20 m allerdings schwach magnetisierten Rückfall-Suevits durchbohrt. Die Lage der Bohrung im Gebiet einer starken negativen Anomalie läßt noch einige hundert Meter Suevit erwarten.

In der FBN 73 ist zum ersten Mal stark magnetisierter Rückfall-Suevit im zentralen Krater vollständig durchbohrt worden. Über die Messung der natür-

lichen remanenten Magnetisierung und der Suszeptibilität der Kerne der FBN 73 ist schon früher berichtet worden (POHL 1974). Im folgenden werden die damaligen Ergebnisse zusammen mit weiteren Messungen für die Zonen zwischen ca. 331 m und ca. 650 m kurz dargestellt und interpretiert. Gesteinsmagnetische Untersuchungen, auf denen ein großer Teil dieser Interpretation beruht, werden in Teil 3 beschrieben.

2.1. Gliederung des Suevit-haltigen Abschnittes

Als oberste Suevit-Schicht kann die Zone mit klassierten Breccien von 314 bis 331,5 m angesehen werden, allerdings nur wenn sie tatsächlich äolisch sedimentierter Rückfall ist. Da es mir sehr schwierig erscheint, unmittelbar nach der Ablagerung des darunterliegenden Suevits aquatische Sedimentationsbedingungen für die Klassierung dieser über 15 m mächtigen Schicht zu schaffen, möchte ich sie als letzten Rückfall im Krater, und aufgrund des Glasgehaltes als Suevit ansehen.

Die nächste größere Einheit ist der relativ glasreiche, Hochtemperatur-Suevit von 331,5—525 m. Hierin sind von 392—435 und ab 505 m mehrere große Kristallineinschaltungen enthalten, die auf eine wahrscheinlich mehrphasige Ablagerung dieser Schichten hinweisen. Nach den mineralogisch-petrologischen Untersuchungen von STÖFFLER (ds. Bd.) besteht der Suevit aus mindestens 2 Einheiten, die möglicherweise nach der Ablagerung übereinandergeschoben wurden. Die obere Einheit (331,5—378 m) könnte aus dem Gebiet des inneren Walls oder von dem höher gelegenen Kristallin östlich des Bohrpunktes gekommen sein. Man könnte auch an eine sukzessive Ablagerung von verschiedenen Suevitwolken denken. Für das Vorhandensein der mehrere Meter großen Kristallinschollen im Suevit bietet dies allerdings keine plausible Erklärung. Da die Schollen im Suevit eingebettet sind, müssen sie zur Zeit der Ablagerung auf Bewegungsbahnen gewesen sein, die eine Durchmischung mit dem Suevit ermöglichten. Nach POHL (1974) könnten die Kristallinschollen bei der Auffüllung des primären Kraters durch nach innen und nach oben gerichtete Massenbewegungen auf derartige Bahnen gebracht worden sein. Hinweise für Verschiebungen dieser Art sind die ringförmig angeordneten (Durchmesser ca. 4—5 km) Aufwölbungen des Kristallin im Zentrumsgebiet. Im Gosses Bluff-Krater (Australien) waren die aufwärts gerichteten Bewegungen in der zentralen Erhebung so heftig, daß große Gesteinspakete vom Zentrum wieder nach außen geschleudert wurden (MILTON 1976).

Unterhalb 525 m beginnt der Bereich des kristallinen Grundgebirges. Nach den petrologischen Untersuchungen von ENGELHARDT und GRAUP (ds. Bd.) besteht dieser Bereich aus mehreren großen Kristallinschuppen unterschiedlicher Stoßwellenbeanspruchung, die ineinander und übereinander geschoben wurden. In der obersten Einheit der kristallinen Gesteine (525—667 m) sind zahlreiche Gänge mit suevitähnlichen Breccien enthalten. Nach STÖFFLER (ds. Bd.), STÄHLE und OTTEMANN (ds. Bd.) und EL GORESY und CHAO (1976) können diese Breccien als glasarmer Tieftemperatur-Suevit angesehen werden. Sie wurden vermutlich während einer Phase des Auseinanderklaffens von Teilen des Kristallins hineingepreßt. Die gesamte Scholle kann aufgrund der Stoßwellenmetamorphosenstufe I (ENGELHARDT und GRAUP, ds. Bd.), des Vorhandenseins von suevitischen Breccien und von shatter cones, sowie von Spuren meteoritischen Materials (EL GORESY und CHAO 1976) als

eine Scholle aus dem Randbereich des primären Exkavationskraters angesehen werden. Sie liegt jedoch nicht mehr an ihrem ursprünglichen Ort, sondern wurde bei den oben schon erwähnten Ausgleichsbewegungen im zentralen Krater um 1—2 km nach oben und wahrscheinlich etwas nach innen verschoben (vgl. auch DAVID, ds. Bd.).

2.2. Messungen der Magnetisierung

Die Messungen der natürlichen Magnetisierung des Suevit-Anteils des Bohrkerns sowie die weiteren gesteinsmagnetischen Untersuchungen sind im Einklang mit der oben angedeuteten Gliederung der Bohrung. Folgende Größen wurden gemessen: Betrag J_{nr} und Inklination der natürlichen remanenten Magnetisierung (NRM) und Suszeptibilität X . Aus dem Betrag J_{nr} der NRM und der Suszeptibilität wurde der Koenigsberger-Faktor $Q = J_{nr}/J_i$ ($J_i = X \cdot H$, $H =$ induzierendes erdmagnetisches Feld im Ries, $H = 0.47$ Oe) berechnet. Die Einzelergebnisse sind dargestellt bei POHL (1974). In Abb. 1 ist ein Teil dieser Messungen nochmals wiedergegeben.

In der Zone 314—331,5 m ist die remanente Magnetisierung schwach und instabil. Dementsprechend ist auch der Q -Faktor sehr klein ($Q < 1$). Die Richtungen variieren zwischen normal und invers. Wechselfeldentmagnetisierung brachte bisher keine Verbesserung. Die Ergebnisse sprechen für eine Ablagerung bei tiefen Temperaturen. Eine starke Erhitzung durch darunterliegenden heißen Suevit hat offenbar auch nicht stattgefunden.

In der Zone 331,5—525 m hat der Suevit eine hohe, inverse und stabile inverse remanente Magnetisierung. Der Q -Faktor ist hoch bis sehr hoch ($Q = 1$ bis 30). Die remanente Magnetisierung ist vorwiegend eine Thermoremanenz. Der Rückfall-Suevit der FBN 73 muß infolgedessen unmittelbar nach der Ablagerung auch eine Mischtemperatur von mindestens ca. 600° C gehabt haben. Die Abkühlungszeit bis auf eine Maximaltemperatur von 100° C beträgt (bei einer Mächtigkeit von 200 m) rund 2000 Jahre. Der Hauptanteil der remanenten Magnetisierung ist jedoch aufgrund der hohen Blockungstemperaturen (3.2.) innerhalb weniger Jahre nach der Ablagerung entstanden. Es ist eine Paläomagnetisierung, die uns die Richtung und unter Vorbehalt auch die Intensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Einschlags angibt. Sie stimmt überein mit den zu Beginn erwähnten anderen Messungen an Suevit aus dem Ries. Die Grenzen bei 331,5 und bei 525 m sind sehr scharf. Die Messungen lassen die oben erwähnte Schichtung (STÖFFLER ds. Bd.) jedoch nicht erkennen. Die Inklination ist in der oberen und in der unteren Suevitschicht fast identisch. Verkippungen größer als wenige Grad können ausgeschlossen werden. Ein Zusammenschub verschiedener Einheiten müßte daher gleich nach der Ablagerung erfolgt sein.

Die Kristallinschollen zwischen 392 und 435 m waren durchwegs wenig erhitzt und sind daher nicht in Richtung des Feldes zur Zeit des Einschlags magnetisiert worden. Die Kristallinschollen zwischen 505 und 525 m hingegen sind bis auf Temperaturen von ca. 600° C miterhitzt worden. Die zugeführte Wärme kann eine Restwärme von der Stoßwelle sein oder aus dem umgebenden Suevit stammen. Die Stoßwellenmetamorphose-Stufe I spricht gegen einen großen Anteil an Restwärme.

Unterhalb 525 m ist die Magnetisierung der Suevit-Breccien gering, hat jedoch überwiegend noch die negative Inklination (Abb. 1) und einen relativ hohen

Q-Faktor (POHL 1974). Die mittlere Temperatur dürfte bei der Ablagerung 200 bis 300° C meistens nicht überschritten haben (vgl. auch WAGNER, ds. Bd.). Die gemessenen Richtungen der Magnetisierung zeigen, daß auch in diesen Breccien die Richtung des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Impakts erhalten ist. Die remanente Magnetisierung ist in diesem Bereich vorwiegend eine chemische oder thermochemische Remanenz.

3. Gesteinsmagnetische Untersuchungen an Proben aus dem Suevit-Abschnitt der FBN 73

Im folgenden werden einige gesteinsmagnetische Untersuchungen beschrieben, auf deren Ergebnisse sich die in den vorherigen Abschnitten beschriebenen Deutungen großenteils stützen. Durch Messung der Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung und durch thermische Entmagnetisierung wurden die ferromagnetischen Erzkomponenten als Träger der natürlichen remanenten Magnetisierung identifiziert. Die thermische Entmagnetisierung gab auch Hinweise auf die Art und die Bedingungen der Entstehung der natürlichen remanenten Magnetisierung. Hiervon ausgehend wurde die Abkühlungsgeschichte einer Suevit-Schicht abgeschätzt. Die Wechselfeldentmagnetisierung zeigt die Stabilität der NRM an. Die zusätzliche Messung der Hysteresekurve und der Remanenzkoerzitivkraft ermöglicht Angaben über die Korngrößen der die Remanenz tragenden Erze.

3.1. Messung der Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung und Bestimmung der ferromagnetischen Erzkomponenten

Die Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung wurde mit einer Pendelwaage im Temperaturintervall von 0—600° C in Luft gemessen. Die Messung (Aufheizen und Abkühlen) dauerte etwa eine Stunde. Das angelegte Magnetfeld betrug 1800 Oe. Bis zur Teufe von 500 m konnten die pulverisierten Suevitproben direkt verwendet werden, während für Teufen größer als 500 m magnetische Konzentrate verwendet werden mußten, da die Proben eine zu geringe Magnetisierung hatten. Ergebnisse sind in Abb. 3 dargestellt.

Oberhalb ca. 450 m ist als ferromagnetische Erzphase nur Magnetit mit einem Curie-Punkt zwischen 560—580° C zu erkennen. Die Abkühlkurven liegen alle unterhalb der Aufheizkurve. Die damit verbundene Abnahme der Sättigungsmagnetisierung ist durch Oxidation von Magnetit zu Hämatit während des Versuchs zu erklären (siehe auch Abb. 5).

Bei Proben unterhalb 450 m ist eine weitere magnetische Phase zu erkennen. Oberhalb Temperaturen von ca. 350° C ist während der Messung der Zerfall einer Phase zu beobachten, der auch bei konstant gehaltener Temperatur eine rapide Abnahme der Magnetisierung verursacht. Dies wird erklärt durch Umwandlung von Maghemit in Hämatit. Maghemit hat eine durch Extrapolation geschätzte Curie-Temperatur von etwa 750° C und eine Sättigungs-Magnetisierung, die derjenigen des Magnetit vergleichbar ist. Als kristallographische Phase ist Maghemit oberhalb 350° C jedoch nicht mehr stabil. Die Abkühlkurven der Maghemit-haltigen Proben zeigen eine relativ stärkere Abnahme der Sättigungsremanenz, die in diesem Fall sowohl auf die Oxidation von Magnetit zu Hämatit als auch auf den Zerfall von Maghemit in Hämatit zu erklären ist. Der Maghemit-Anteil in der Granit-Probe aus 505 m beträgt über 50 % der ferromagnetischen Erze.

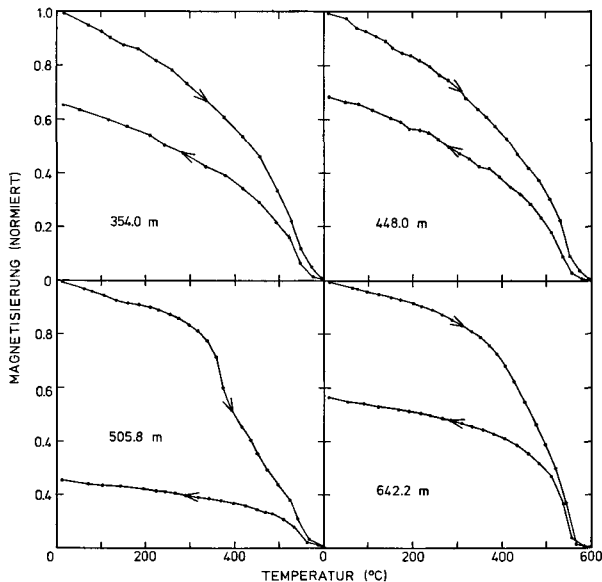


Abb. 3. Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung für verschiedene Proben aus der Suevit-Folge der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. 354,0 m und 448,0 m: Suevit; 505,8 m: Granit (magn. Konzentrat); 642,2 m: suevitische Gangbreccie (magn. Konzentrat). Bei den Suevit-Proben aus 354,0 m und 448,0 m ist nur Magnetit zu erkennen, während die Proben aus 505,8 und aus 642,2 m zusätzlich Maghemit erkennen lassen (Knick und steiler Abfall der Magnetisierung oberhalb 350° C).

Temperature dependence of saturation magnetization of samples from the suevite section of the drill core Nördlingen 1973. 354.0 m and 448.0 m: suevite; 505.8 m: granite block within suevite; 642.2 m: suevitic dyke breccia. The suevite samples from the depths 354.0 m and 448.8 m show only magnetite, whereas the samples from the depths 505.8 m and 642.2 m also contain maghemite.

Der Magnetit bildet im Suevit der FBN 73, wie in allen anderen Suevitzen auch, die überwiegende ferromagnetische Erzkomponente. Er ist auch, wie die thermische Entmagnetisierung (3.2.) zeigt, der Hauptträger der natürlichen remanenten Magnetisierung. Die Bildung von großen Mengen von Magnetit bei der Stoßwellenmetamorphose und während der anschließenden thermischen Effekte auf die Bestandteile des Suevits ist schon früher beschrieben worden (POHL und ANGENHEISTER 1969, POHL 1971 a, b). Es sei hier nur darauf hingewiesen, daß im Suevit der FBN 73 die ferromagnetische Erzkomponente nicht in den (völlig zersetzten) Schmelzanteilen des Suevits enthalten ist, sondern vorwiegend in den brecciierten Kristallinanteilen. Dies ist in Übereinstimmung mit früheren Beobachtungen, nach denen die Magnetisierung der Schmelzanteile (Flädle) in der Regel kleiner war als die des gesamten Suevits.

Das Vorhandensein des Magnetit im Suevit der FBN 73 zeigt, daß im oberen Teil (bis ca. 450 m) während der gesamten Abkühlungszeit von 1000—2000 Jahren (3.3.) und auch später nicht oxydierende oder nur sehr schwach oxydierende Bedingungen herrschten. Unterhalb 450 m hat hingegen eine Tieftemperaturoxydation ($T < 250^{\circ} \text{C}$) von Magnetit zu Maghemit stattgefunden. Diese Oxydation

muß noch während der primären Abkühlung des Suevits erfolgt sein, da der Maghemit nach 3.3. dieselbe Magnetisierungsrichtung hat wie der Magnetit.

3.2. Thermische Entmagnetisierung und Bestimmung der Paläointensität des Erdmagnetfeldes zur Zeit des Impakts

Die thermische Entmagnetisierung gibt Aufschluß über die Verteilung der Blockungstemperaturen, d. h. derjenigen Temperaturen, unterhalb deren eine remanente Magnetisierung erhalten bleibt („einfriert“). Im Falle einer thermoremanenten Magnetisierung (TRM) erhält man einen Überblick über die Temperaturen, bei denen die TRM entstanden ist. Bei der thermischen Entmagnetisierung werden die Proben in der Regel im magnetischen Nullfeld stufenweise auf immer höhere Temperaturen erhitzt und wieder abgekühlt. Nach jeder Erhitzung wird die verbliebene Remanenz gemessen.

Bei der Bestimmung der Paläointensität wird von der Tatsache Gebrauch gemacht, daß eine TRM dem Feld, in dem sie entsteht, proportional ist. Im Erdmagnetfeld F erwerben Gesteine eine thermoremanente Magnetisierung $J_{TR} = c \cdot F$. Bei einer neuen Erhitzung und Abkühlung in einem Laborfeld H erwerben diese Gesteine eine thermoremanente Magnetisierung $J_H = c \cdot H$. Hieraus folgt $F = H \cdot J_{TR}/J_H$, d. h. man kann damit im Prinzip die Paläointensität des Erdmagnetfeldes F bestimmen. Die Methode funktioniert jedoch nur, wenn eine Reihe von Voraussetzungen erfüllt sind, die hier nicht alle diskutiert werden können (s. z. B. SCHWEITZER 1975). Eine der wichtigen Voraussetzungen ist, daß beim Wiedererhitzen der Gesteine die ferromagnetischen Mineralien möglichst geringe mineralogische Veränderungen erfahren. Die bisherigen Untersuchungen der magnetischen Eigenschaften der Suevite ließen erwarten, daß diese Gesteine für derartige Messungen geeignet sind, was dann auch durch die Ergebnisse bestätigt wurde.

Für die Messung der Paläointensität wurde eine Variante der Methode Thellier verwendet, die gleichzeitig die Kurve der thermischen Entmagnetisierung liefert (Methode der stufenweisen thermischen Entmagnetisierung, THELLIER und THELLIER 1946, THELLIER und THELLIER 1959, s. SCHWEITZER 1975). Hierbei wird die natürliche remanente Magnetisierung durch Erhitzen auf stufenweise gesteigerte Maximaltemperaturen schrittweise abgebaut (thermische Entmagnetisierung). Gleichzeitig wird bei der Erhitzung im Laborfeld die künstliche TRM erzeugt. Für jede Temperatur wird die Probe zweimal, in künstlichen Feldern entgegengesetzter Richtung, erhitzt. Durch Summen- und Differenzenbildung erhält man dann die restliche (partielle) natürliche Remanenz und die künstlich erzeugte TRM. Die thermische Entmagnetisierung nach dieser Methode hat den Nachteil, daß, wenn die künstlich erzeugte TRM größer wird als die restliche natürliche remanente Magnetisierung (NRM), diese häufig nur mit einem relativ großen Fehler berechnet werden kann. Dies machte sich bei den Messungen der schwach magnetisierten Proben aus Tiefen unterhalb 500 m bemerkbar.

Ergebnisse der thermischen Versuche an Proben der FBN 73 sind in Abb. 4 dargestellt. Die absteigenden Kurven zeigen die Abnahme der natürlichen remanenten Magnetisierung und die aufsteigenden Kurven die bei den auf der Abszisse angegebenen Temperaturen in einem Feld von 0,5 Oe erzeugte künstliche TRM. Beide Kurven sind auf den Maximalwert normiert.

Ergebnisse der thermischen Entmagnetisierung

Die natürliche remanente Magnetisierung der Proben aus dem Hoch-Temperatur-Suevit (331,5—525 m) nimmt mit steigender Temperatur erstaunlich langsam ab und hat abgesehen von den maghemitisierten Proben z. T. bei 535°C noch mehr als 50 % des ursprünglichen Wertes. Die Richtung der Magnetisierung bleibt bis zu diesen Temperaturen konstant. Die Blockungstemperaturen liegen infolgedessen für den größten Teil der die Remanenz tragenden Körper bei Temperaturen

oberhalb 500° C, zum großen Teil sehr nahe dem Curie-Punkt von Magnetit (580° C). Dies kann als Bestätigung für die Deutung der remanenten Magnetisierung in diesen Suevit-Proben als thermoremanente Magnetisierung und damit für die hohen Temperaturen von mindestens rund 600° C bei dessen Ablagerung unmittelbar nach dem Impakt angesehen werden.

Die maghemitisierten Proben im Suevit haben ebenfalls eine remanente Magnetisierung, die von Magnetit-Körnern mit Blockungstemperaturen nahe dem Curie-Punkt getragen wird. Es ist jedoch hier auch ab ca. 350° C eine Abnahme der Remanenz zu beobachten, die mit dem in 3.1 beschriebenen Zerfall von Maghemit in Hämatit zusammenhängt. Sie zeigt, daß ein Teil der Remanenz von Maghemit getragen wird. Bei diesem Zerfall wurde keine Zunahme der Intensität der Remanenz und keine Änderung der Richtung beobachtet. Dies müßte der Fall sein, insbesondere z. B. für die Probe aus 505,8 m, wenn die remanente Magnetisierung

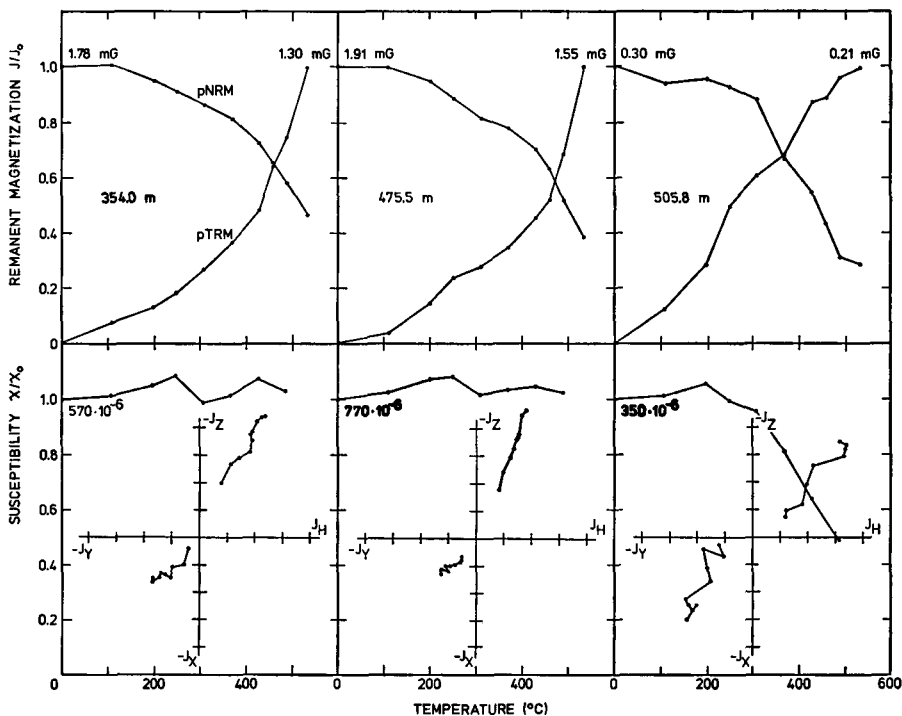


Abb. 4. Thermische Entmagnetisierung und Paläointensitätsmessungen an Proben aus der Suevit-Folge der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (Thellier-Methode). pNRM gibt die verbliebene partielle natürliche remanente Magnetisierung nach Erhitzung an. pTRM ist die in einem Feld von 0,5 Oe bei der Erhitzung erworbene partielle thermoremanente Magnetisierung. Im unteren Diagramm ist die Änderung der Richtung der natürlichen remanenten Magnetisierung während der thermischen Entmagnetisierung gezeigt.

Thermal demagnetization of samples from the suevit section of the drill core Nördlingen 1973 and paleointensity measurements (Thellier method). pNRM indicates the partial natural remanent magnetization left after heating, pTRM indicates the partial thermoremanent magnetization acquired in a field of 0.5 Oe after heating. The lower part of the diagram shows the changes of direction during thermal demagnetization of the natural remanent magnetization.

im Maghemit eine von der Remanenz im Magnetit stark abweichende oder gar eine hierzu inverse Richtung hätte. Mit großer Wahrscheinlichkeit wurden daher der Maghemit und die Remanenz im Maghemit bei der primären Abkühlung des Suevits unter Temperaturen von 300°C gebildet. Die natürliche remanente Magnetisierung, die von den Maghemit-Körnern getragen wird, ist damit eine chemische (Kristallisations-) oder thermo-chemische Remanenz.

Bei Proben aus dem Tieftemperatur-Suevit und aus den Gangbreccien unterhalb 600 m war der größte Teil der natürlichen remanenten Magnetisierung schon bei Temperaturen von ca. 200°C abgebaut. Die im Verhältnis zur NRM sehr hohe künstliche TRM zeigt, daß nur ein geringer Teil der Erzkörner in diesen Proben eine eventuell ursprüngliche TRM gehabt hat. Eine Erhitzung der Breccien aus dieser Teufe dürfte $200\text{—}300^{\circ}\text{C}$ nicht überschritten haben. Für eine ursprüngliche Entstehung zumindest eines Teiles der Remanenz der Proben aus dieser Teufe spricht die in der Regel negative Inklination der Remanenz.

Ergebnisse der Paläointensitätsbestimmungen

Für die Bestimmung der Paläofelder mit den zu Beginn dieses Abschnitts angegebenen einfachen Formeln wurden nur Meßwerte aus Temperaturintervallen berücksichtigt, für die ein linearer Zusammenhang zwischen der partiellen NRM und der partiellen künstlichen TRM gegeben war. Dies ist eine Voraussetzung für zuverlässige Ergebnisse. Abweichungen von diesem linearen Zusammenhang zeigen viskose Komponenten, mineralogische Veränderungen u. ä. an. Die meisten Proben hatten nur eine sehr geringe viskose Magnetisierung. Mineralogische Veränderungen spielen für die nicht maghemitisierten Proben in den verwendeten Temperaturbereichen unter 500°C ebenfalls nur eine untergeordnete Rolle. So änderte sich z. B. die Suszeptibilität auch nach den wiederholten Aufheizungen bis auf 535°C nur um wenige Prozent (Abb. 4). Auch die in Abb. 5 eingezeichnete Abnahme der Sättigungsmagnetisierung nach Erhitzung auf 600°C zeigt, daß die Veränderungen nicht sehr bedeutend sind. Für die Proben unterhalb 450 m wurden für die Paläointensitätsberechnungen nur Meßergebnisse bis ca. 400°C verwendet, da hier der Zerfall von Maghemit begonnen hat, was dann auch bei der Messung der Suszeptibilität zu erkennen war.

Die berechneten Paläointensitäten sind in Abb. 5 in Abhängigkeit von der Teufe dargestellt. Im Ganzen ergeben sich gut übereinstimmende Werte zwischen 0,2 und 0,3 Oe. Sie sind etwas niedriger als das heutige Feld im Ries (0,47 Oe), liegen aber durchaus innerhalb der Variationen, die für das Paläofeld bestimmt wurden (s. z. B. SCHWEITZER 1975).

3.3. Zur Abkühlung der Suevitschicht

Der Suevit wurde im zentralen Krater nicht nur in einer Mächtigkeit bis zu mehreren hundert Metern heiß abgelagert, er verblieb auch während langer Zeit auf relativ hohen Temperaturen. Gleichzeitig wurden die Schichten unter dem Suevit aufgeheizt. Es ist daher im Suevit und in den darunterliegenden Breccien mit einer thermischen Metamorphose (Autometamorphose, z. T. unter hydrothermalen Bedingungen) zu rechnen, die sich den Impakt-Metamorphose-Erscheinungen überlagert und diese unter Umständen verändert hat.

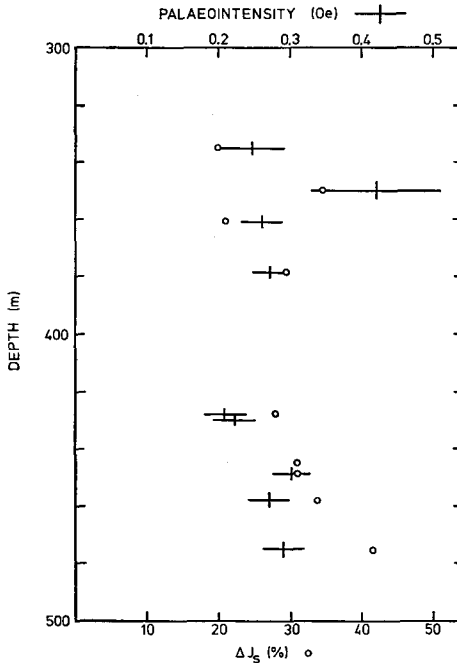


Abb 5. Ergebnisse der Paläointensitätsmessungen an Proben aus der Suevit-Folge der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Die horizontalen Balken geben die Schwankungsbreite an, die sich aus der Messung ergibt. Die Kreise zeigen die Abnahme der Sättigungsmagnetisierung bei der Messung der Temperaturabhängigkeit der Sättigungsmagnetisierung an (vgl. Abb. 3).

Results of paleointensity measurements on samples from the suevite section of the drill core Nördlingen 1973. Horizontal bars indicate the error interval resulting from the measuring method. Open circles show the decrease of saturation magnetization during the measurements of the temperature dependence of saturation magnetization (Fig. 3).

Im folgenden werden einige Ergebnisse von Berechnungen zur Temperaturgeschichte des Suevits beschrieben. Die Anfangstemperatur-Verteilung wurde dabei in Anlehnung an die Ergebnisse der gesteinsmagnetischen Untersuchungen gewählt.

Für die Rechnungen wurde ein einfaches Modell, bestehend aus ebenen, horizontal unendlich ausgedehnten Schichten, angenommen. In diesem Fall wird die zeitliche Änderung der Temperaturverteilung aus der eindimensionalen Wärmeleitungsgleichung $\delta T/\delta z = \kappa \delta^2 T/\delta z^2$ (T = Temperatur, t = Zeit, z = Teufe, κ = Temperaturleitzahl) berechnet. Zur numerischen Lösung wurde eine endliche Differenzenmethode nach Crank-Nicholson und die Gauss-Seidel-Iteration verwendet (vgl. SMITH 1970). Die Temperaturleitzahl wurde als konstant angenommen. Die Anfangstemperaturverteilung wurde so vorgegeben, daß oben eine heiße Schicht (Suevit) lag und unten eine nicht erhitzte Schicht (vgl. Abb. 6). An der Oberfläche wurde die Temperatur auf 0°C gehalten (was z. B. einer Bedeckung mit Wasser entspricht). Nach unten konnte der Untergrund bis in große Tiefen aufgeheizt werden.

Ergebnisse der Modellrechnungen sind in Abb. 6 für zwei verschiedene Anfangstemperaturverteilungen dargestellt. Der dimensionslose Parameter τ gibt die Zeit an, nach der eine bestimmte Temperaturverteilung erreicht ist. Die tatsächliche Zeit t erhält man aus $t = \tau \cdot D^2/\kappa$, wobei D eine für die Normierung verwendete charakteristische Lineardimension des Modells ist, in diesem Fall etwa

die Dicke der heißen Schicht. In Abb. 6 ist rechts die normierte Tiefe z/D dargestellt. Analog dazu ist unten die normierte Temperatur T/T_0 angegeben, so daß die Kurven für beliebige maximale Ausgangstemperaturen und für beliebige Mächtigkeiten der heißen Suevitschicht verwendet werden können.

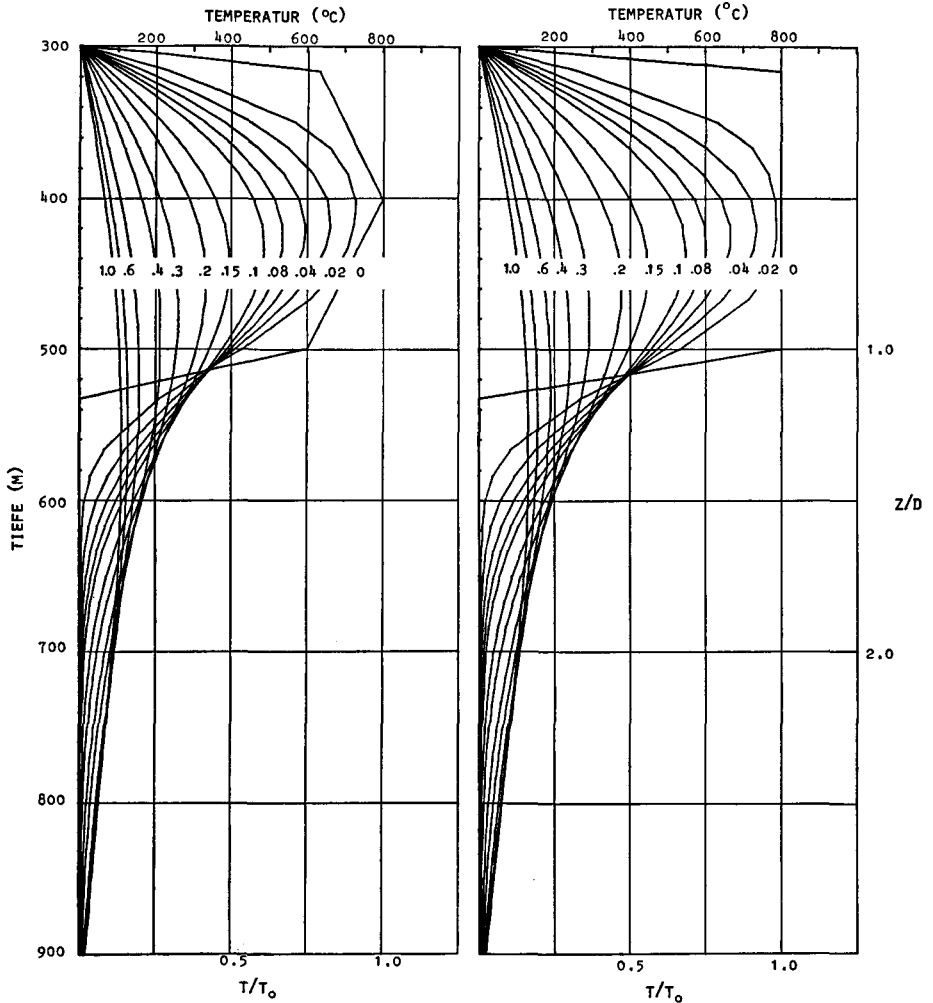


Abb. 6. Beispiele von Modellrechnungen zur Abkühlung einer ebenen Suevit-Schicht mit 2 verschiedenen vorgegebenen Anfangstemperatur-Verteilungen. Der Parameter an den Kurven gibt die normierte Zeit τ an. Die Tiefenangaben auf der linken Seite entsprechen den Verhältnissen in der Forschungsbohrung Nördlingen. Bei einer mittleren Temperaturleitfähigkeit von $0,004 \text{ cm}^2/\text{s}$ entspricht für diesen Fall $\tau = 0,01$ einer Zeit von ca. 32 Jahren und $\tau = 1,0$ einer Zeit von 3200 Jahren (weitere Einzelheiten siehe Text 3.3.).

Model calculations for the cooling history of a hot suevite layer. Results for two different initial temperature distributions are shown. Numbers on the different curves indicate the normalized time τ . The vertical scale on the left corresponds to the conditions found in the borehole Nördlingen 1973. In this case and for a mean temperature diffusivity of $0.004 \text{ cm}^2/\text{s}$, $\tau = 0.01$ corresponds to a cooling time of about 32 years and $\tau = 1.0$ to 3200 years (further details in the text 3.3.).

Die Temperaturleitfähigkeit $\kappa = \lambda/\rho c$ (λ = Wärmeleitfähigkeit, ρ = Dichte, c = spezifische Wärme) kann für die Gesteine der FBN 73 aus den Messungen der Wärmeleitfähigkeit (HÄNEL 1969, HÄNEL und BRAM, ds. Bd.), der Dichte und der Porosität (GUDDEN 1974, ERNSTON und POHL 1974) sowie aus Literaturdaten (KAPPELMEYER und HÄNEL 1974) abgeschätzt werden. Bei der Berechnung der spezifischen Wärme wurde angenommen, daß der gesamte Porenraum mit Wasser gefüllt ist. Für den Suevit der FBN 73 erhält man $\kappa = 0,003 \text{ cm}^2/\text{s}$, für die suevischen Breccien und Kristallinschollen zwischen 525 und 602 m ist $\kappa = 0,004 \text{ cm}^2/\text{s}$ und für die kristallinen Trümmernmassen von 602—700 m ist $\kappa = 0,0047 \text{ cm}^2/\text{s}$.

Die Werte unterscheiden sich nicht sehr stark, so daß für die Abschätzung der Abkühlungsdauer κ als konstant angegeben werden kann. Für die in der FBN 73 angetroffenen Verhältnisse ergibt sich mit $\kappa = 0,004 \text{ cm}^2/\text{s}$ und $D = 200 \text{ m}$ $t = 31,7 \text{ a}$ für $\tau = 0,01$ und $t = 3170 \text{ a}$ für $\tau = 1,0$. Die Abkühlung von den in Abb. 6 gezeigten Anfangstemperaturen bis auf eine Maximaltemperatur von ca. 100° C dauert also in diesem Fall einige tausend Jahre. Ähnliches gilt für die Aufheizung der unter dem Suevit liegenden Schichten. Zum Vergleich kühlen Suevitschichten von 20 m Mächtigkeit, wie sie außerhalb des Ries gefunden werden, rund 100 mal schneller ab.

Es ist zu beachten, daß bei den Berechnungen eine Reihe von vereinfachenden Annahmen gemacht wurde. So ist das ebene Modell für den Suevit im zentralen Krater nur eine erste Näherung. Wir wissen, daß der Suevit südlich und östlich der Bohrung viel weniger mächtig ist, während er nordwestlich der Bohrung etwa doppelt so mächtig wird. Bei der Abschätzung der Temperaturleitfähigkeit wurden für die Zeit kurz nach dem Impakt ähnliche Verhältnisse angenommen, wie sie heute in der FBN 73 angetroffen wurden. Es wurde auch ein konvektiver Beitrag zur Abkühlung durch zirkulierende Porenwässer nicht berücksichtigt, der die Abkühlung beschleunigen würde. Da nach GUDDEN (1974) die Gesteine in der FBN 73 jedoch relativ undurchlässig sind, ist anzunehmen, daß die berechneten Abkühlungszeiten größenordnungsmäßig richtig sind.

3.4. Wechselfeldentmagnetisierung, Hysteresekurven und Remanenzkoerzitivkraft

Beispiele für die Wechselfeldentmagnetisierung sind in Abb. 7 dargestellt. Die Suevit-Proben aus dem Hoch-Temperatur-Abschnitt haben in der Regel eine hohe Stabilität, während oberhalb 331,5 m und unterhalb 525 m die Stabilität der NRM wesentlich geringer ist. Dies ist in Übereinstimmung mit den anderen Eigenschaften der NRM, insbesondere dem hohen Q-Faktor im Hochtemperatur-Suevit. Eine schwache Zunahme der Intensität bei manchen Proben zeigt eine geringe viskose Komponente an. Die nicht dargestellten Änderungen der Richtung während der Wechselfeldentmagnetisierung waren im Hochtemperatur-Suevit kleiner als einige Grad. Größere Änderungen der Richtung zeigten sich bei einigen Kristallinschollen zwischen 392 m und 435 m. Die Inklination der remanenten Magnetisierung der meisten Proben aus dieser Zone wich auch nach Wechselfeldentmagnetisierung bis zu einigen hundert Oe meistens stark ab von der Inklination der Suevite. Hieraus wird geschlossen, daß diese Kristallinschollen nach ihrer Einlagerung im Suevit zum größten Teil nur wenig erhitzt wurden. Im Tieftemperatur-

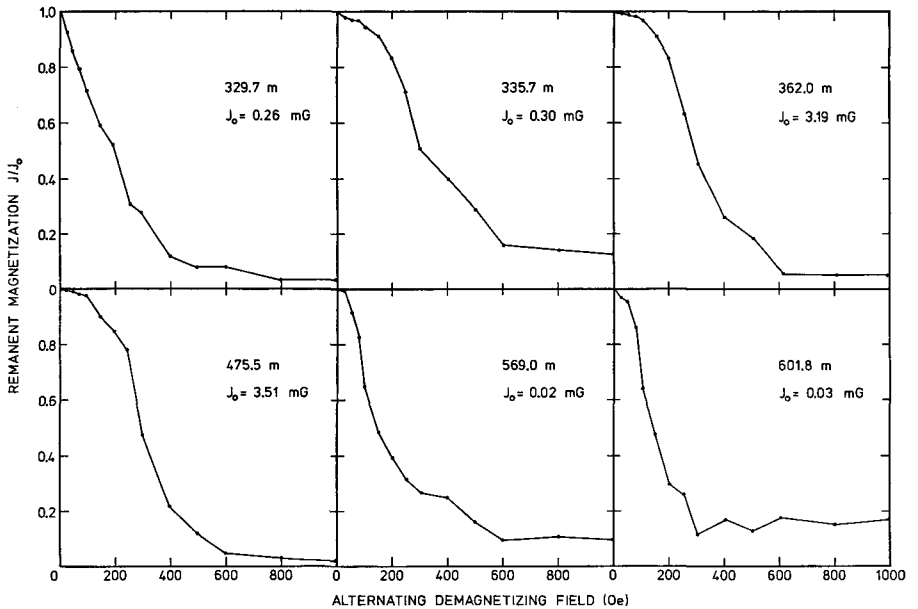


Abb. 7. Wechselfeldentmagnetisierung der natürlichen remanenten Magnetisierung von Proben aus der Suevit-Folge der Forschungsbohrung Nördlingen 1973.

AF-demagnetization of natural remanent magnetization of samples from the suevite section of the drill core Nördlingen 1973.

Suevit unterhalb 525 m verringerte sich die Streuung der Inklinaton. Sie hatte in der Regel nach Wechselfeldentmagnetisierung in Feldern von 200 bis 300 Oe eine von -60° nur mehr wenig abweichende Richtung. Für die Proben oberhalb 331,5 m blieb die Streuung auch nach der Wechselfeldentmagnetisierung erhalten.

Von einer Reihe von Proben wurden durch Messung der Hysteresekurve die Sättigungsmagnetisierung, die Sättigungsremanenz und die Koerzitivkraft bestimmt. Die Hysteresekurven konnten nur bis zu Feldern von 1200 Oe gemessen werden. Aus der Form der Kurven war jedoch zu erkennen, daß die Sättigung großenteils schon erreicht war. Zusätzlich zu den Hysteresekurven wurde die Remanenzkoerzitivkraft der Sättigungsremanenz gemessen. Ergebnisse sind in Tabelle 1 zusammengefaßt. Aus dem niedrigen Verhältnis Remanenzkoerzitivkraft/Koerzitivkraft und dem hohen Verhältnis Sättigungsremanenz/Sättigungsmagnetisierung im Hochtemperatur-Suevit folgt, daß die Remanenz im Suevit vorwiegend von Einbereichsteilchen und Pseudoeinbereichsteilchen getragen wird (STACEY und BANERJEE 1974). Für Magnetit, der die überwiegende ferromagnetische Komponente bildet, entspricht dies Korngrößen zwischen $0,05 \mu\text{m}$ und $1-2 \mu\text{m}$ (PARRY 1965). In Übereinstimmung damit sind bei der mikroskopischen Beobachtung der ferromagnetischen Erze große Mengen sehr kleiner Körner, bis zur Grenze des Auflösungsvermögens, zu erkennen. Der Anteil an superparamagnetischen Teilchen ist in den untersuchten Suevit-Proben der FBN 73 jedoch klein, wie die geringe viskose Magnetisierung und die hohen Blockungstemperaturen zeigen (3.2.).

Tabelle 1

Tiefe (m)	Ge- stein	Koerzitiv- kraft H_c (Oe)	Remanenz- koerzitiv- kraft H_{cr} (Oe)	Sätti- gungs- magneti- sierung (1200 Oe) J_s (mG)	Sätti- gungs- remanenz (1200 Oe) J_{sr} (mG)	Suszepti- bilität (10^{-6}) G/Oe	H_{cr}/H_c	J_{sr}/J_s
325,0	Sv	72	300	250	16	157	4,2	0,08
329,7 a	Sv	96	300	700	77	620	3,1	0,11
335,7 c	Sv	163	430	280	51	250	2,6	0,17
362,0 b	Sv	168	420	1100	232	610	2,5	0,21
377,8 a	Sv	192	440	530	127	360	2,3	0,24
389,0 2	Sv	132	360	370	51	330	2,7	0,14
395,5 b	Gn	43	190	550	33	540	4,4	0,06
402,8 b	Sv	84	272	590	53	460	3,2	0,09
430,5 b	Gn	20	120	370	15	410	6,0	0,04
435,0 b	Sv	96	340	280	30	220	3,5	0,11
457,0 b	Sv	192	390	970	280	800	2,0	0,29
475,5 b	Sv	192	372	1580	412	1020	1,9	0,26
505,8 b	Gr	204	320	480	120	310	1,6	0,25
514,9 b	Gr	144	320	150	21	65	2,2	0,14
515,2 b	Sv	156	360	670	135	500	2,3	0,20
529,4 c	A	60	196	4100	367	3540	3,3	0,09
546,2 b	Sv	132	300	460	41	330	2,3	0,09
557,2 b	A	84	252	1350	135	930	3,0	0,10
569,0 b	Sv	120	280	520	52	350	2,3	0,10
595,2 b	Sv	120	300	690	62	380	2,5	0,09
601,8 b	Sv	96	292	780	86	510	3,0	0,11

A = Amphibolit, Gn = Gneis, Gr = Granit, Sv = Suevit

4. Literatur

- BLAKELY, R. J.: Geomagnetic Reversals and Crustal Spreading Rates During the Miocene. — *J. Geophys. Res.*, **79**, p. 2979—2985, Washington 1974.
- DEHM, R., GALL, H., HÖFLING, R., JUNG, W. u. MALZ, H.: Die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- DURRANI, S. A. and KHAN, H. A.: Ivory Coast Microtektites: Fission Track Age and Geomagnetic Reversals. — *Nature*, **232**, p. 320—323, London 1971.
- ENGELHARDT, W. v. und GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica* **75** (dieser Band), München 1977.
- GALL, H., JUNG, W. und DEHM, R.: Vorbericht über die Tier- und Pflanzenreste aus den obermiozänen Riessee-Ablagerungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 53—57, München 1974.
- GLASS, B. P. and HEEZEN, B. C.: Tektites and Geomagnetic Reversals. — *Nature*, **214**, p. 372, London 1967.
- Tektites and Geomagnetic Reversals. — *Scientific American*, **217**, p. 33—38, New York 1967.

- GORESY, EL, A. and CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth and Planet. Science Lett.*, **31**, p. 330—340, Amsterdam 1976.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HÄNEL, R.: Temperaturbestimmung in der Bohrung Wörnitzostheim. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 348—349, München 1969.
- HÄNEL, R. und BRAM, K.: Das geothermische Feld des Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- KAPPELMEYER, O. and HÄNEL, R.: Geothermics with special reference to application. — 238 p., Berlin-Stuttgart (Bornträger) 1974.
- MILTON, D. J.: Structure of the Lonar and Gosses Bluff craters. — Symposium on planetary cratering mechanics, Flagstaff, Sept. 1976.
- PARRY, L. G.: Magnetic properties of dispersed magnetite powders. — *Phil. Mag.*, **11**, p. 303—312, 1965.
- POHL, J.: Die Magnetisierung der Suevite des Rieses. — *N. Jb. Miner., Mh.*, 1965, S. 268—276, Stuttgart 1965.
- Magnetisierung der Gesteine und Interpretation der Anomalien des Erdmagnetfeldes im Ries-Krater. — *Diss. Univ. München*, 92 S., München 1971. — [1971 a].
 - On the origin of the magnetization of impact breccias on Earth. — *Z. f. Geophysik*, **37**, S. 549—555, Würzburg 1971. — [1971 b].
 - Magnetisierung der Bohrkerne der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 65—74, München 1974.
- POHL, J. und ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 327—336, München 1969.
- REICH, H. und HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — *Beih. Geol. Jb.*, **19**, 119 S., Hannover 1955.
- SCHWEITZER, C.: Vergleich mehrerer Methoden zur Bestimmung der Intensität des Erdmagnetfeldes an rezenten Laven und ihre Anwendung auf mesozoische und paläozoische Gesteine. — *Dissertation Universität München*, 157 S., München 1975. — [Fotodruck].
- SMITH, G. D.: Numerische Lösung von partiellen Differentialgleichungen. — 246 S., Braunschweig, (Vieweg) 1970.
- STACEY, F. D. and BANERJEE, S. K.: The physical principles of rock magnetism. — 195 S., Amsterdam (Elsevier), 1974.
- STÄHLE, V. und OTTEMANN, J.: Petrographische Studien am Suevit und an den Gangbreccien der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica* **75** (dieser Band), München 1977.
- STÖFFLER, D.: Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structure. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- THELLIER, E. und O. THELLIER: Sur l'intensité du champ magnétique terrestre, en France, à l'époque gallo-romaine. — *C. R. Acad. Sci.* **222**, p. 905—907, Paris 1946.
- Sur l'intensité du champ magnétique dans le passé historique et géologique. — *Ann. Géophys.* **15**, p. 285—376, Paris 1959.
- WAGNER, G. A.: Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegegeschichte. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.

Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries: Ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte

Von GÜNTHER A. WAGNER

Mit 2 Tabellen

Kurzfassung

An Apatit und Titanit — abgetrennt aus kristallinen Riesgesteinen (vom Kristallinen Wall, ein Einschuß aus dem Suevit von Otting, verschiedene Gesteine aus der Forschungsbohrung Nördlingen) — wurden Spaltspurenalte gemessen.

Das höchste Alter (151 Ma) wurde für Apatit aus dem Granit von der Langenmühle bestimmt. Dieses Alter repräsentiert wahrscheinlich das Apatit-spaltspurenalte des nicht vom Ries-einschlag beeinflussten Grundgebirges.

Die niedrigsten Alter ($14,7 \pm 0,4$ Ma) wurden für Suevit (Teufe 377 m der FBN 73) und kristalline Einschlüsse im Suevit (Teufen 401 m, 503 m, 571 m der FBN 73 und Otting) gefunden. Die Spaltspuren in Apatit und Titanit (Otting) aus diesen Gesteinen heilten vollständig in der heißen Suevitdecke aus. Das Alter von 14,7 Ma datiert die Riesentstehung und stimmt mit den an Riesgläsern gemessenen K-Ar- und Spaltspuren-Altern sehr gut überein. Aufgrund der vollständigen Spurenausheilung können Mindesttemperaturen für die Suevitdecke abgeschätzt werden: 500°C für Otting und 250°C für die FBN 73 (einschließlich Teufe 571 m).

Dazwischen liegende Apatit-spaltspurenalte wurden für Gesteine des Kristallinen Walls und des Kraterbodens (FBN 73) gemessen. Die partielle Spurenausheilung in den Apatiten dieser Gesteine muß im wesentlichen durch die Schockwelle verursacht worden sein, weil Spaltspurenalte und Schockwellenintensität korreliert sind. Der Ausheilgrad der Spaltspuren in Apatit ist ein potentieller Schockwellenindikator. Schockwellendrucke von 200 kbar reichen nicht aus, um alle Spaltspuren in Apatit auszulöschen. Der Kraterboden kann nicht langfristig (mehr als 30 Tage) heißer als 250°C gewesen sein.

Summary

Fission track dating was applied to apatite and sphene from the Ries crater. The minerals were separated from crystalline-rim rocks, from a crystalline inclusion in Otting suevite, and from various crystalline rocks of the FBN 73 drill core.

The highest age (151 Ma) was measured on apatite from the granite Langenmühle. It is probably representative for the apatite fission track ages of the crystalline basement unaffected by the impact.

The lowest ages (14.7 ± 0.4 Ma) were found for suevite (depth 377 m of the FBN 73 drill core) and its crystalline inclusions (depths 401 m, 503 m, 571 m of the FBN 73 drill core, and Otting). The fission tracks in apatite and sphene (Otting) of these rocks were completely annealed

by the heat of the suevite blanket. This age dates the formation of the Ries crater and is concordant with K-Ar and fission track ages determined previously on Ries glasses. Because of the complete track erasure minimal temperatures can be estimated for the suevite blanket: 500 °C for Otting and 250 °C for FBN 73 (including depth 571 m).

Intermediate apatite fission track ages were measured for the rocks from the crystalline-rim and the crater floor (FBN 73). The partial track loss in the apatite of these rocks must be essentially shock controlled since fission track age and shock intensity are correlated. The degree of track loss in apatite might be a potential, quantitative shock indicator. The temperature of the crater floor cannot have exceeded 250 °C for longer than 30 days. Shock wave pressures of 200 kbar are not sufficient in order to reset the apatite fission track clock.

Inhalt

1. Experimentelles und Resultate	350
2. Diskussion	351
3. Schlußfolgerungen	352
4. Literatur	353

Die Gesteine des Rieses bieten die Möglichkeit, das Verhalten von Spaltspuren in Mineralen bei großen Meteoriteneinschlägen zu studieren. Das ist in mehrfacher Hinsicht interessant. Es ist zu erwarten, daß aus dem Grad der Spurenausheilung die Erhitzung der Gesteine und möglicherweise auch die Intensität der Schockwellenbeanspruchung bestimmt werden kann. Im Falle vollständiger Spurenausheilung kann der Impakt datiert werden. Es ist vorteilhaft, dazu Minerale mit unterschiedlichem Ausheilverhalten zu benutzen. Besonders interessant ist Apatit mit seiner relativ geringen Spaltspurenstabilität.

1. Experimentelles und Resultate

Für die Untersuchungen wurden kristalline Gesteine mit unterschiedlicher Beanspruchung durch das Riesereignis ausgewählt: Granit von der Langenmühle, Hornblende-Feldspat-Gneis vom Leopold-Meyers-Keller, kristalliner Einschluß aus dem Suevit von Otting, Suevit aus der Teufe 377 m, kristalline Einschlüsse im Suevit aus den Teufen 401 m und 503 m, Amphibolite aus den Teufen 571 m, 585 m, 603 m und 637 m und Gneis aus der Teufe 1201 m der Forschungsbohrung Nördlingen. Die Gesteine wurden zermahlen und Apatit (Korngröße 50 bis 200 μ) mit Schwerflüssigkeiten und magnetisch abgetrennt. Aus dem kristallinen Einschluß Otting wurde neben Apatit auch Titanit separiert. Auf die experimentellen Details der Spaltspurendatierung kann hier verzichtet werden, da sie bereits in früheren Publikationen (WAGNER 1969, WAGNER 1972) beschrieben wurden. Die Apatite wurden 50 Sekunden lang in 5 %iger Salpetersäure bei 20 °C geätzt. Die Titanite wurden 5 Minuten lang bei 23 °C in einem Gemisch aus Flußsäure (48 % konz.), Salpetersäure (65 % konz.), Schwefelsäure (96 % konz.) und Wasser im Verhältnis 2:1:1:6 geätzt. Das Auszählen der Spaltspuren in Apatit wurde durch zahlreiche — wahrscheinlich auf Schockwellenbeanspruchung zurückzuführende — Versetzungen erschwert. Die Spaltspurenalter wurden mit der Zerfallskonstante $\lambda_T = 8,46 \times 10^{-17} \text{ a}^{-1}$ (GALLIKER et al. 1970, WAGNER et al. 1975) berechnet.

An den Apatiten und Titaniten aus dem Suevit Otting und den Apatiten aus den Gesteinen der Teufen 377 m — 571 m der Forschungsbohrung Nördlingen wurden einheitlich $14,7 \pm 0,4$ Ma gemessen. Die Apatite aus dem Kristallinen Wall des Rieses und der Teufen 585 m — 1201 m ergeben wesentlich höhere Spaltspurenalter zwischen 31 Ma und 151 Ma (Tabelle 1).

2. Diskussion

Bei der geologischen Interpretation dieser Daten muß zwischen den von der Rieskatastrophe unbeeinflussten und den durch die Rieskatastrophe partiell oder vollständig verjüngten Spaltspurenaltern unterschieden werden.

Die unbeeinflussten Spaltspurenalter des kristallinen Untergrunds wurden zwar nicht direkt gemessen. Es ist aber anzunehmen, daß das am Apatit aus dem nur gering geschockten Granit der Langemühle bestimmte Spaltspurenalter von 151 Ma repräsentativ für die Apatite des Grundgebirges ist. Vergleichbare Spaltspurenalter — sogar noch etwas niedrigere — sind auch an Apatiten aus dem variskischen Grundgebirge des Odenwaldes gemessen worden (WAGNER und STORZER 1975). Die Tatsache, daß diese Alter jünger als die variskische Gebirgsbildung sind, ist durch thermisches Ausheilen der Spaltspuren während der mesozoischen Versenkung des Grundgebirges zu erklären. Offensichtlich wurden die Gesteine des Riesuntergrunds im Mesozoikum weniger stark erwärmt als der Kristallinsockel des Odenwaldes.

Für die Titanite des kristallinen Riesuntergrunds müssen wesentlich höhere Spaltspurenalter als für die Apatite angenommen werden. Spaltspuren sind in Titanit stabiler als in Apatit (siehe Tabelle 2). An Titaniten aus dem Odenwald wurden Spaltspurenalter zwischen 280 und 290 Ma bestimmt (STORZER 1975).

Während der Rieskatastrophe wurden die Gesteine des Untergrunds geschockt und erhitzt. Unter solchen Bedingungen können Spaltspuren ausheilen und die Spaltspurenalter werden mehr oder weniger verjüngt. Aufgrund von Beobachtungen nach unterirdischen Kernexplosionen verschwinden bei Schockwellendrücken von 20 kbar ungefähr 20 % und bei Schockwellendrücken von 100 kbar 96 % der Spaltspuren in Apatit (FLEISCHER et al. 1974). In Titanit sollen mindestens 90 % der Spaltspuren bei 100 kbar ausheilen. Neben der eigentlichen Schockwelle ist auch das thermische Ausheilen der Spaltspuren durch längeranhaltende Resttemperaturen zu berücksichtigen. Die Temperaturen, die je nach Erwärmungsdauer zum vollständigen Ausheilen der Spaltspuren in Apatit und Titanit führen, sind in Tabelle 2 angegeben.

Bei den gemessenen Spaltspurenaltern der Tabelle 1 fällt die einheitliche Altersgruppe von $14,7 \pm 0,4$ Ma deutlich auf. Dieses Alter ist konkordant mit dem Alter der Riesentstehung vor 14,7 Ma (bestimmt mit der K-Ar- und der Spaltspuren-Methode an Riesgläsern, GENTNER und WAGNER 1970, STORZER und GENTNER 1970). Es wurde für die Apatite aus dem Suevit und aus allen untersuchten kleineren, kristallinen Einschlüssen im Suevit gefunden. Dasselbe Spaltspurenalter ergab sich auch für Titanit, der allerdings nur aus dem Einschluß Otting in ausreichender Menge abgetrennt werden konnte. Offensichtlich wurden in allen diesen Proben während der Rieskatastrophe die Spaltspuren völlig ausgeheilt. Diese vollständige Spurenausheilung kann nicht durch die Schockwellenbeanspruchung allein erklärt werden, weil einige kristalline Einschlüsse (z. B. Teufen 401 m und 571 m) weniger stark geschockt sind als solches Kristallin (z. B. Teufe 603 m), dessen Spaltspuren nur partiell ausheilten. Das vollständige Ausheilen der Spaltspuren muß durch die hohen Temperaturen der Suevitdecke nach ihrer Ablagerung verursacht sein. Die Suevitdecke von Otting muß mindestens

500 bis 600° C heiß gewesen sein, um die Spurenausheilung im Titanit zu erklären. Die Temperaturen variieren etwas je nach angenommener Erwärmungsdauer (Tabelle 2). Für die in der Forschungsbohrung Nördlingen aufgeschlossene, mächtige Suevitlage einschließlich ihrer datierten, kleineren kristallinen Einschlüsse kann vorläufig nur eine Mindesterhitzung von 250° C angegeben werden, weil bisher nur Apatit untersucht wurde. Genauere Temperaturangaben für die Zeit nach der Suevitablagerung im Krater sind von Datierungen an Mineralen wie Titanit, Zirkon und Epidot mit höherer Spaltspurenstabilität zu erwarten.

Im Kontrast zu den Apatiten aus der Suevitdecke zeigen die Apatite aus allen anderen untersuchten kristallinen Riesgesteinen höhere Alter als das der Riesentstehung. In ihnen wurden die präriesischen Spaltspuren nur partiell während der Rieskatastrophe ausgeheilt. Auffallend an diesen Proben ist, daß ihre Apatit-spaltspurenalter mit den im Gesteinsdünnschliff erkennbaren Schockeffekten korreliert sind: Die Apatit-spaltspurenalter steigen mit abnehmender Schockwellenbeanspruchung. Es liegt daher nahe, die Spurenausheilung in diesen Proben auf die Schockbeanspruchung zurückzuführen. Der Grad der Spurenausheilung in der letzten Spalte der Tabelle 1 ist unter der Annahme berechnet, daß 151 Ma das nicht von der Rieskatastrophe beeinflusste Apatit-spaltspurenalter des kristallinen Untergrunds repräsentiert. Beim augenblicklichen Stand der Untersuchungen scheint es noch zu früh, Spurenausheilgrad gegen Schockwellendrucke quantitativ aufzutragen, wie es von FLEISCHER et al. 1974 für unterirdische Kernexplosionen versucht worden ist. Hier ergibt sich ein interessantes Arbeitsgebiet für weitere Untersuchungen.

Aus dem Grad der Spurenausheilung können auch obere Temperaturgrenzen für die durch das Riesereignis verursachte Erwärmung der Gesteine angegeben werden. So können die Amphibolite aus den Teufen 585 m, 603 m und 637 m höchstens auf 200° C (bei 10 Jahren Erwärmungsdauer) oder auf 250° C (30 Tage) bzw. 300° C (10 Stunden) erhitzt worden sein, obwohl sie vom Kontakt (nur 1 m bei den Amphiboliten der Teufen 585 m und 603 m) zum Suevit kommen.

3. Schlußfolgerungen

1. Durch Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit kann das Alter von Impaktstrukturen bestimmt werden. Das trifft allerdings nur für solche Proben zu, die genügend lange und hoch (z. B. in einer Suevitbreccie) erhitzt wurden, so daß alle Spaltspuren ausheilten. Für die Entstehung des Rieses ergeben sich 14,7 Ma. Spaltspuren in Apatiten überleben partiell sogar noch Schockwellendrucke von 200 kbar. An solchen Apatiten kann der Impakt nicht datiert werden.

2. Aufgrund der vollständigen Spurenausheilung in Apatit muß die Suevitdecke der Forschungsbohrung Nördlingen zwischen den Teufen 377 m und 571 m nach ihrer Ablagerung noch mindestens 250° C heiß gewesen sein. Darüber hinaus kann wegen der vollständigen Spurenausheilung in Titanit für die Suevitdecke von Otting als Mindesttemperatur 500° C bis 600° C angegeben werden.

3. Der Untergrund unter der Suevitdecke in der Forschungsbohrung Nördlingen ist bei und nach der Rieskatastrophe längerfristig (d. h. mehr als 30 Tage) nicht über 250° C erwärmt worden.

4. Die Apatit-spaltspurenalter des nicht im Suevit vorkommenden Kristallins sinken mit steigender Schockwellenbeanspruchung. Der Ausheilgrad der Spaltspuren in Apatit ist ein potentieller Schockwellenindikator.

D a n k s a g u n g : Herr A. HAIDMANN und Frau R. PELIKAN haben bei der Spaltspurendatierung mitgewirkt. Herr Dr. E. C. T. CHAO und Herr Dr. EL GORESY haben die Schockwellenbeanspruchung der datierten Gesteine aus dem FBN 73 Bohrkern bestimmt. Die Neutronenbestrahlung wurde mit Mitteln der Gesellschaft für Kernforschung mbH, Karlsruhe, gefördert.

4. Literatur

- FLEISCHER, R. L., WOODS, R. T., HART, JR. H. R., PRICE, P. B. and SHORT, N. M.: Effect of shock on fission track dating of apatite and sphene crystals from the Hardhat and Sedan underground nuclear explosions. — *J. Geophys. Res.*, **79**, S. 339—342, Richmond 1974.
- GALLIKER, D., HUGENTOBLER, E. und HAHN, B.: Spontane Kernspaltung von 238-U und 241-Am. — *Helv. Phys. Acta*, **43**, S. 593—600, Basel 1970.
- GENTNER, W. und WAGNER, G. A.: Altersbestimmungen an Riesgläsern und Moldaviten. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 296—303, München 1970.
- STORZER, D.: unveröffentlichte Daten, 1975.
- STORZER, D. und GENTNER, W.: Spaltspurenalter von Riesgläsern, Moldaviten und Bentoniten. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **52**, S. 97—111, Stuttgart 1970.
- WAGNER, G. A.: Spuren der spontanen Kernspaltung des 238-Uranns als Mittel zur Datierung von Apatiten und ein Beitrag zur Geochronologie des Odenwaldes. — *N. Jb. Mineral. Abh.*, **110**, S. 252—286, Stuttgart 1969.
- Spaltspurenalter von Mineralen und natürlichen Gläsern: eine Übersicht. — *Fortschr. Mineral.*, **49**, S. 114—145, Stuttgart 1972.
- WAGNER, G. A., REIMER, G. M., CARPENTER, B. S., FAUL, H., VAN DER LINDEN, R. und GIJBELS, R.: The spontaneous fission rate of U-238 and fission track dating. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, **39**, S. 1279—1286, Oxford 1975.
- WAGNER, G. A. und STORZER, D.: Spaltspuren und ihre Bedeutung für die thermische Geschichte des Odenwaldes. — *Aufschluß, Sonderband 27 (Odenwald)*, S. 79—85, Heidelberg 1975.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 13. 9. 1976.

Tabelle 1

Spaltspurenalter von Mineralen aus dem Ries

Lokalität und Gesteinsprobe			Mineral	Spaltspuren- alter (Ma)	Spurenaus- heilgrad (‰)
Forschungsbohrung Nördlingen 1973	Teufe	377 m Suevit	Apatit	14,8	100
	Teufe	401,5 m Amphiboliteinschluß im Suevit	Apatit	14,8	100
	Teufe	503 m Gneiseinschluß im Suevit	Apatit	14,2	100
	Teufe	571 m Amphibolit, von Suevit durchsetzt	Apatit	15,1	100
	Teufe	585 m Amphibolit	Apatit	73	57
	Teufe	603 m Amphibolit	Apatit	60	67
	Teufe	637 m Amphibolit	Apatit	65	63
	Teufe	1201 m Gneis	Apatit	129	16
	Otting kristalliner Einschluß im Suevit			Apatit	14,7
			Titanit	14,8	100
Leopold-Meyers-Keller (Nördlingen) Hornblendegneis			Apatit	31	88
Langenmühle Granit			Apatit	151	0

Der Fehler der Einzelalter ist $\pm 8\%$ (1σ). Die systematischen Fehler (absolute Neutronendosis-
eichung, Spaltungskonstante, Spaltungsquerschnitt) betragen zusammen ungefähr $\pm 7\%$.

Tabelle 2

Temperaturen für vollständiges, thermisches Ausheilen der Spaltspuren in Apatit
und Titanit (zusammengestellt aus der Literatur, nach WAGNER 1972).

	Erwärmungsdauer				
	1 h	10 ⁻² a	1 a	10 ² a	10 ⁴ a
Apatit	370 °C	320 °C	280 °C	245 °C	215 °C
Titanit	640 °C	585 °C	540 °C	500 °C	460 °C

Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater

Von KORD ERNSTSON und JEAN POHL

Mit 7 Abbildungen und 1 Tabelle

Kurzfassung

Unter Berücksichtigung der Ergebnisse der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 und anderer geophysikalischer Untersuchungen seit 1969, die die Freiheit in der Wahl der Dichte- und Geschwindigkeitsverteilung in den oberen 1000 m stark einschränken, wurden neue Modelle zur Interpretation der Schwereanomalie und der refraktionsseismischen Profile 6 (Harburg) und 7 (Holheim) berechnet. Für die Berechnung der Modelle zur Dichteverteilung wurde ein gemittelttes rotations-symmetrisches Restfeld zugrunde gelegt. Die berechneten Dichteverteilungen sind dementsprechend auch rotations-symmetrisch. Die Anpassung erfolgte in der Vertikalen für ein durch analytische Fortsetzung berechnetes Vertikalprofil der Schwere im Zentrum der Struktur. Zur Kontrolle wurde nach der Anpassung in der Vertikalen auch die horizontale Schwere-Verteilung der Modelle mit einem Programm für 3-dimensionale Störkörper berechnet. Für die Interpretation der Refraktionsprofile wurde ein Programm für zweidimensionale strahlenseismische Modellrechnungen verwendet, bei dem die Untergrundstruktur durch Isolinien der Geschwindigkeit modelliert wird. Die berechneten Modelle zeigen, daß im Krater eine tiefreichende aufgelockerte Zone verringerter Dichte und Geschwindigkeit mit einem Durchmesser von 20—25 km existiert. Im Kraterzentrum sind Dichte und Geschwindigkeit bis in Tiefen von mindestens 5—6 km niedriger als in ungestörten Gebieten außerhalb des Kraters. Die heute noch nachweisbare tiefreichende Beanspruchung der Gesteine durch die Stoßwellen steht in Widerspruch zu der Auffassung, daß der Ries-Krater nur eine sehr „flache“ Struktur sei. Sie spricht vielmehr für die Vorstellung, daß im Ries durch einen zentralen Impakt zunächst ein mehrere Kilometer tiefer primärer Krater entstand, der dann durch randliche Absenkungen und Zusammenschub im Zentrum bis auf das heutige Niveau wiederaufgefüllt wurde.

Summary

The research drill hole Nördlingen 1973 and other geophysical investigations since 1969 provided new data on the density and velocity distribution in the Ries crater for the upper 1000 m. With the constraint of these results a new interpretation of the gravity anomaly and of two 40 km long refraction profiles across the crater was made. — For the calculation of density models a mean radial gravity profile was used. This is justified by the circular symmetry of the residual Bouguer gravity field in the crater. The interpretation was made for an anomaly profile along the vertical axis at the center calculated by upward continuation from the horizontal radial profile. For the final models the anomaly was also calculated along the horizontal profile with a program for three-dimensional causative bodies. — The interpretation of the refraction profiles was carried

out with a ray tracing program for two-dimensional velocity distributions modelled by velocity isolines. — Modelling results show that a 20—25 km large bowl-shaped brecciation zone, indicated by reduced densities and velocities exists within the crater. At the center of the structure the lowered densities and velocities can still be identified at depths of a least 5 to 6 km. — The deep-reaching brecciation due to the impact is in contradiction with „flat“ crater models assuming a decrease of the shock pressure from peak values of several Mbar to essentially zero within a few hundred m. It favours the conception (which is supported by several other investigations) that a high-velocity impact formed a primary crater with a depth of several km and that subsequent readjustment of the crater profile took place by down-faulting near the crater boundary and uplifting in the central cavity.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	356
2. Modelle zur Verteilung der Dichte	358
2.1. Schwereanomalie und Massendefizit im Ries	358
2.2. Interpretationsmethoden	359
2.3. Dichten der Gesteine innerhalb und außerhalb des Ries	360
2.4. Ergebnisse	362
3. Modelle zur Verteilung der Geschwindigkeit	364
3.1. Die Refraktionsprofile 6 (Harburg) und 7 (Holheim)	364
3.2. Auswertemethoden	364
3.3. Durchführung und Ergebnisse der Modellrechnungen	366
4. Diskussion	367
4.1. Vergleich der Dichte- und Geschwindigkeitsmodelle	367
4.2. Ursachen für die Verringerung der Dichte und Geschwindigkeit in den Trümmernmassen	367
4.3. Folgerungen für die Modelle zur Kraterbildung	369
5. Literatur	370

1. Einleitung

Nach den theoretischen und experimentellen Erkenntnissen über die Ausbreitung von Stoßwellen ist bei einem Einschlag von der Größenordnung, wie er im Ries stattgefunden hat, mit einer brecciiierenden Wirkung der Stoßwelle bis in mehrere Kilometer Tiefe zu rechnen. Durch die Brecciiierung werden die Dichte und die Geschwindigkeit der Gesteine stark verringert. In dem folgenden Beitrag wird versucht durch Interpretation von Schweremessungen und von seismischen Messungen nachzuweisen, in welchem Gebiet eine derartige Verringerung heute noch zu erkennen ist. Dies ist von Bedeutung für die Abgrenzung der Kraterstruktur im Untergrund, für die Abschätzung des Druckes in der Stoßwelle in größeren Tiefen und damit für die Berechnung der Impakt-Energie.

Modelle zur Massenverteilung wurden bereits von JUNG und SCHAAP (1967) sowie KAHLE (1969, 1970) angegeben. Sie orientierten sich an der Vorstellung eines zweigeteilten Kraters mit einem großen, flachen Sedimentkrater und einem kleineren Kristallinkrater der Tiefererstreckung 2—3 km. Diese Modelle stellen mögliche Massenverteilungen dar; ihre Schwäche besteht darin, daß die ihnen zugrundegelegten Dichteverteilungen wenig begründet waren. Bekanntlich gibt es zu einer Schwereanomalie viele mögliche Dichteverteilungen. Bei dem damaligen Stand der Kenntnisse über den Riesaufbau konnte aber nicht anders verfahren werden.

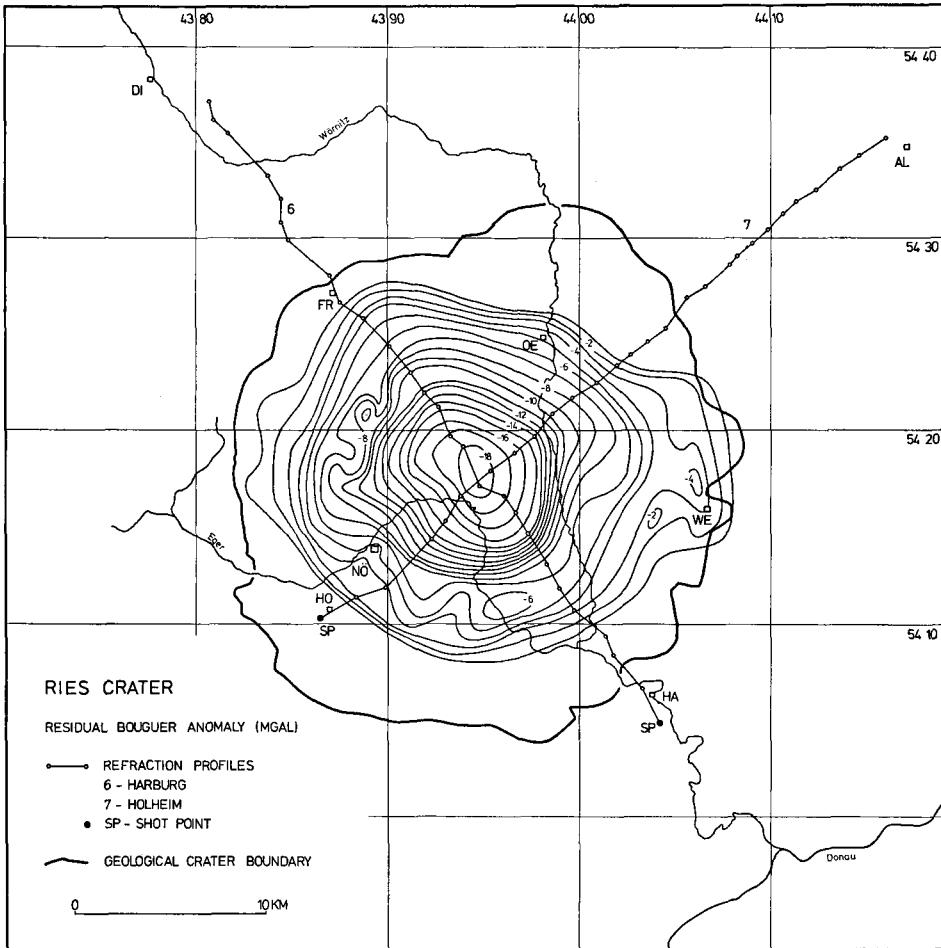


Abb. 1. Schwere-Restfeld II nach KAHLE (1969) und Lage der seismischen Refraktionsprofile 6 (Harburg) und 7 (Holheim) im Ries. Kratertrand nach GALL, MÜLLER u. POHL (1977).

Ries Crater residual Bouguer gravity anomaly II after KAHLE (1969) and location of seismic refraction profiles 6 (Harburg) and 7 (Holheim). Crater boundary after GALL, MÜLLER and POHL (1977).

Durch die bisherigen Auswertungen der Refraktionsmessungen von 1967 und 1968 im Ries (ANGENHEISTER und POHL 1969, POHL und WILL 1974) war ebenfalls nachgewiesen worden, daß die Verringerung der Geschwindigkeit und damit die Brecciation bis in eine Tiefe von mindestens 2,5—3 km reichen muß. Die damals zur Verfügung stehenden Auswertemethoden ließen jedoch keine genauen Aussagen über größere Tiefen zu.

Seit den ersten Auswertungen der Schwereanomalien sind im Ries umfangreiche neue Untersuchungen der Seismik, Geomagnetik und Geoelektrik (ANGENHEISTER und POHL 1969, POHL und ANGENHEISTER 1969, ERNSTON 1974, POHL und WILL 1974, ENGELHARD und HANSEL 1976, BLOHM, FRIEDRICH und HOMILIUS

ds. Bd) durchgeführt worden, die zu einer wesentlich besseren Kenntnis des Krateraufbaus beigetragen haben. Diese Ergebnisse, zusammen mit den Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 haben die Freiheit in der Wahl der Dichteverteilung stark eingeschränkt, so daß die Voraussetzungen für neue Modellberechnungen gegeben waren.

Für die Interpretation von seismischen Messungen wurden neue Programme entwickelt, die auf komplizierte Strukturen wie das Ries angewendet werden können. Damit war auch die Voraussetzung für eine neue Interpretation der langen Refraktionsprofile 6 (Harburg) und 7 (Holheim) (Abb. 1) gegeben. Die auf diesen Profilen in einer Entfernung von 35—40 km vom Schußpunkt registrierten Strahlen haben schon bei normalen Krustenverhältnissen eine Scheiteltiefe von 4—5 km und müssen daher Informationen über die Geschwindigkeitsverteilung im Krater bis mindestens in diese Tiefe liefern können.

2. Modelle zur Verteilung der Dichte

2.1. Schwereanomalie und Massendefizit im Ries

Grundlage für die folgenden Modellrechnungen sind die Bouguer-Anomalien im Ries und Umgebung (JUNG et al. 1965, JUNG und SCHAAF 1967) und das aus ihnen abgeleitete Restfeld II (KAHLE 1969, JUNG et al. 1969, Abb. 1). Es dürfte der durch das Riesereignis verursachten wahren Anomalie weitgehend entsprechen. Aus dem Restfeld wurde durch Mittelung auf konzentrischen Kreisen ein rotationssymmetrisches Feld berechnet. Dieses Vorgehen mit dem Ziel eines rotationssymmetrischen Kratermodells scheint gerechtfertigt, da die Stoßwellenausbreitung eine in erster Näherung rotationssymmetrische Störmassenverteilung erzeugt haben dürfte. Die unregelmäßige Verteilung der oberflächennahen Massen, die den kurzwelligen Anteil des Restfeldes ausmacht, spielt bei den vorliegenden Untersuchungen nur eine sehr untergeordnete Rolle.

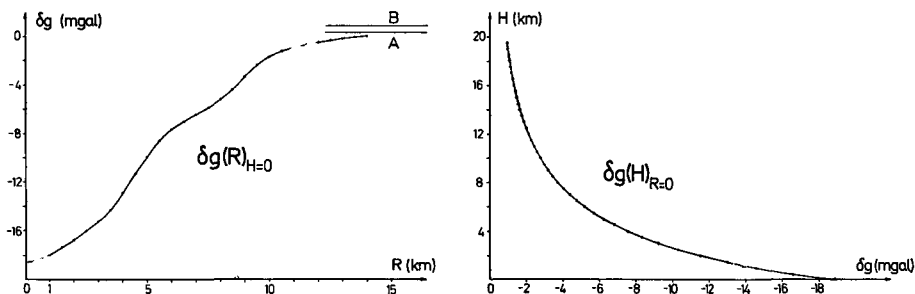


Abb. 2. Gemittelttes rotationssymmetrisches Restfeld, berechnet auf radialen Profilen aus dem Restfeld II:

a: Radiale Schwereverteilung im Bezugsniveau 400 m über NN

b: Schwereverteilung auf der vertikalen Achse im Zentrum, berechnet durch analytische Fortsetzung.

Residual gravity field with circular symmetry:

a: Mean radial gravity profile (datum plane 400 m above sea level). End corrections for limited extension of profiles by point sources.

A, B: levels of zero gravity for point sources at depths of 2 and 4 km respectively

b: Vertical gravity profile along the axis at the center of the circular anomaly, computed by upward continuation.

Abb. 2 a zeigt die radiale Schwereverteilung des gemittelten Restfeldes bis zu einer Entfernung von $R_Z = 14$ km vom Zentrum. Mit dem Radius $R_Z = 14$ km ist nach KAHLE (1969) der gravimetrische Wirkungsbereich gegeben. Über diesen Bereich hinaus muß der Verlauf des Restfeldes hypothetisch bestimmt werden, da prinzipiell Restfeld und Regionalfeld nicht eindeutig voneinander getrennt werden können. Mit dieser Frage hängt unmittelbar die Bestimmung des wahren Nullniveaus des Restfeldes und damit die Größe der gesamten Störmasse zusammen, die durch Integration der Schweranomalien gewonnen wird. Entsprechend dem Vorgehen von JUNG und SCHAAF bzw. KAHLE wird auch hier mit der Methode der Ersatzpunktmasse gearbeitet (siehe dazu auch JUNG et al. 1969). In Abb. 2 a sind mit A und B zwei Nullniveaus angegeben, die Ersatzpunktmassen in $t_A = 2$ km und $t_B = 4$ km unter Bezugsniveau (400 m ü. NN) entsprechen. Die Schwerewerte bei $R_Z = 14$ km sind $\delta g_A = 0,358$ mgal bzw. $\delta g_B = 0,865$ mgal, und die zugehörigen integralen Massendefizite betragen $M_A = 75\,600$ Mt bzw. $M_B = 100\,100$ Mt (1 Mt = 10^{12} g). Kleinere und größere Massendefizite (entsprechend: kleinere und größere Tiefen der Ersatzpunktmasse) führen zu einer nicht vertretbar schlechten Anpassung an den Schwereverlauf im Wirkungsbereich.

2.2. Interpretationsmethoden

Es besteht nun die Aufgabe, rotationssymmetrische Massenverteilungen zu finden, deren Schwerefeld mit den gemittelten Schwerefeldern der Abb. 2 a hinreichend gut übereinstimmt. Zugleich müssen sich die entsprechenden Massendefizite ergeben. Die Berechnung der radialen Schwerekurve über einer rotationssymmetrischen Massenverteilung ist, abgesehen von der Kugel, elementar nicht möglich. Eine näherungsweise Lösung gelingt, wenn die Störmasse in eine Anzahl regelmäßig geformter Polyeder zerlegt wird. Bei einer vielgestaltigen Dichteverteilung wie der des Rieses ist dieses Vorgehen bezüglich der Eingabe und Abänderung der Modelldaten zu Beginn der Modellrechnungen relativ umständlich und zeitraubend. PAUL (1972) schlägt daher vor, bei rotationssymmetrischen Massen den Schwereverlauf nicht im Bezugsniveau sondern auf der Achse im Mittelpunkt zu betrachten. Nach der Potentialtheorie ist bei Kenntnis der Schwere in einem Bezugsniveau auch die Schwere in jedem darüberliegenden Niveau eindeutig bestimmt, damit insbesondere auch auf der Achse im Zentrum eines rotationssymmetrischen Feldes. Der Prozeß der entsprechenden Umrechnung der Schwerewerte ist unter dem Namen der „analytischen Fortsetzung nach oben“ bekannt. Die Anpassung der Modellschwere an das „gemessene“ Schwerefeld erfolgt also nicht mehr wie üblich in der Horizontalen sondern in der Vertikalen (Abb. 2 b). Dieses Vorgehen hat zwei Vorteile: Die Schwerewirkung auf der Achse von einfachen Rotationskörpern ist elementar berechenbar, und die Zahl der Eingabedaten wird stark reduziert, z. B. bei einem Zylinderring auf vier Daten, bei einem Kugelabschnitt auf nur drei. Nachteilig ist das wesentlich geringere Auflösungsvermögen für oberflächennahe Massen mit größerem Abstand von der Achse, also z. B. für die Masse des inneren Walls. Dieser Nachteil kann durch eine schärfere Anpassung an die „gemessenen“ Werte abgeschwächt werden; ferner ist hier weniger die lokale als die großräumige Massenverteilung Gegenstand der Untersuchung.

Die Modelle bestehen aus Zylindern, Zylinderringen und ineinander geschachtelten Kugelabschnitten, deren zugehörige Kugelmittelpunkte auf der Achse liegen, aber nicht zusammenfallen müssen. Der Struktur der oberen 500 m liegen Ergebnisse der geophysikalischen Messungen und der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 zugrunde. Die Dichtewerte der Modelle ergeben sich aus der Differenz der Dichten der Gesteine innerhalb und außerhalb des Kraters (siehe 2.3.).

Zur Kontrolle wurde für die bei der Anpassung in der Vertikalen erhaltenen Modelle die Schwerewirkung in der Horizontalen berechnet, die mit dem gemittelten Radialfeld (Abb. 2 a) übereinstimmen muß. Hierfür wurde ein Programm entwickelt, mit dem, basierend auf dem Verfahren nach TALWANI und EWING (1960), die Schwerewirkung von axialsymmetrischen Polyedern als Näherung für Zylinder, Zylinderringe und Kugelabschnitte berechnet wird. Zur Beschreibung der einzelnen Körper wird nur deren Querschnitt als Polygon eingegeben.

2.3. Dichten der Gesteine innerhalb und außerhalb des Ries

Für einen Teil der Gesteine innerhalb und außerhalb des Kraters liegen direkte oder indirekte Angaben über die Gesteinsdichten vor, die bei den Modellrechnungen zu berücksichtigen sind und den Spielraum in der Wahl der Dichteunterschiede einengen. Diese Angaben sind im folgenden kurz zusammengestellt.

Dichten außerhalb des Kraters

a) Sedimente

Für die Sedimente konnten Dichtewerte aus den Geschwindigkeits-Logs der Bohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1 (WIRTH 1970) gewonnen werden (Die Auswertung wurde freundlicherweise von Herrn Dr. BRADEL — Gewerkschaften Brigitta und Elwerath — vorgenommen):

Bohrung Daiting 1 (Entfernung vom Kraterzentrum rund 30 km)

Malm α — δ $\sigma = 2,52 \text{ g/cm}^3$

Lias, Dogger, kontinentale Trias, ?Rotliegendes $\sigma = 2,25 \text{ g/cm}^3$

Bohrung Eichstätt 1 (Entfernung vom Kraterzentrum rund 45 km)

Malm $\alpha + \beta$ $\sigma = 2,52 \text{ g/cm}^3$

Lias, Dogger, kontinentale Trias, ?Perm $\sigma = 2,33 \text{ g/cm}^3$

Da sich die Schwereinterpretation nur auf Massen unter dem Bezugsniveau 400 m ü. NN bezieht, spielen die Malm-Ablagerungen mit den höheren Dichten nur eine untergeordnete Rolle. Die Dichten der Liegendschichten zeigen eine gute Übereinstimmung mit Dichtewerten, die aus der seismischen Tiefensondierung im ungestörten Gebiet (POHL und WILL 1974) abgeleitet werden können. Mit der Geschwindigkeit-Dichte-Beziehung nach Nafe-Drake erhält man Dichten zwischen 2,2 und 2,4 g/cm³.

b) Kristallin

Dichtewerte für das Kristallin außerhalb des Ries sind sehr viel unsicherer. Während in den Auswurfmassen die Granite vorherrschen, dominieren unter den in der Forschungsbohrung Nördlingen durchteuften Gesteinen eindeutig die Gneise. Annahmen über die Dichten orientieren sich an folgenden Untersuchungen: Seismische Tiefensondierung im ungestörten Gebiet außerhalb des Ries (POHL und WILL 1974); Dichtemessungen an Kristallingesteinen des Frankenwaldes, der Münchberger Gneismasse und des Fichtelgebirges (PETERS 1974); Berechnung der Matrixdichten aus Modalanalysen (GRAUP 1975) und chemischen Analysen von Kristallingesteinen aus den Auswurfmassen und aus der Forschungsbohrung (G. GRAUP, mündliche Mitteilung 1976).

Die Modalanalysen und chemischen Analysen (über die Rittmann-Norm) sollten bei richtig gewählten Mineraldichten die Matrixdichte des Gesteins ergeben. Fehler können bei Gesteinen mit größeren Hornblende- oder Biotitgehalten entstehen, da die Dichten dieser Minerale relativ stark variieren. Das gilt insbesondere für die Amphibolite, aber auch für die Bi-Pl-Gneise und die Granodiorite.

In der Tabelle 1 sind derart berechnete Dichten zusammengestellt, wobei die normativen Mineralgehalte zu relativ unsicheren Werten führen. Die Tabelle 1 enthält zum Vergleich auch die Ergebnisse von Dichtemessungen an Kristallingesteinen der Auswurfmassen. Diese Proben gehören fast ausschließlich der Stufe I der Stoßwellenmetamorphose an und haben infolgedessen eine etwas verringerte Dichte.

Dichten innerhalb des Kraters

Werte für die Dichten der obermiozänen See-Sedimente, des Suevits und der kristallinen Trümmersmassen ergeben sich aus Messungen an Kernen der Forschungsbohrung, aus dem in der Bohrung gefahrenen Density-Log sowie aus der Geschwindigkeit-Dichte-Beziehung von Sonic- und Density-Log (ERNSTON und POHL 1974). Die letzte Beziehung liefert auch über die seismische Tiefensondierung im Rieszentrum (POHL und WILL 1974) grobe Anhaltswerte für die Dichten der kristallinen Trümmersmassen bis zu einer Teufe von rund 2,5 km.

Die folgende Zusammenstellung bringt einige mittlere Dichtewerte:

Seesedimente — pelitische Serie (Messungen an Proben)	$\sigma = 1,85—1,9 \text{ g/cm}^3$
Seesedimente — psephitisch-psammitische Serie (Messungen an Proben)	$\sigma = 2,15 \text{ g/cm}^3$
Suevit (Messungen an Proben und Density-Log)	$\sigma = 2,25—2,3 \text{ g/cm}^3$
Kristalline Trümmersmassen (Density-Log, 850—1030 m, vorwiegend Gneise)	$\sigma = 2,65 \text{ g/cm}^3$

Tabelle 1

Dichten von Kristallingesteinen aus dem Ries

	I			II			III		
	n	m	σ	n	m	σ	n	m	σ
Bi-Pl-Gneise	5	2,71	0,02	4	2,73	0,04	18	2,64	0,05
Cord-Sill-Gneise		—			—		11	2,75	0,10
Orthogneise	3	2,66	0,01	4	2,66	0,02	5	2,61	0,02
Mischgneise	1	2,81	—	9	2,71	0,04	1	2,75	—
Granodiorite	12	2,75	0,04	1	2,71	—	6	2,65	0,02
Granite	27	2,64	0,02	6	2,60	0,02	8	2,59	0,02
Amphibolite	6	2,92	0,03	7	2,92	0,12	8	2,81	0,08

I Oberflächengesteine — Matrixdichten aus Modalanalysen

II Gesteine aus der Bohrung Nördlingen — Matrixdichten aus chemischen Analysen über Rittmann-Norm

III Oberflächengesteine — gemessene Dichten

n Anzahl der Proben

m Mittelwert der Dichten in g/cm^3

σ Standardabweichung

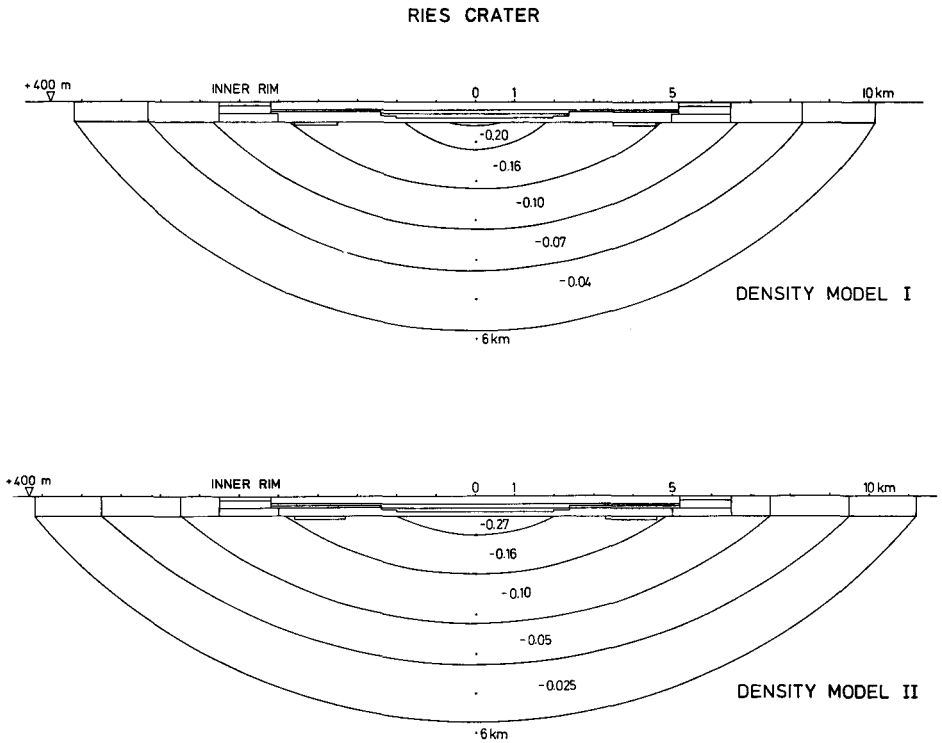


Abb. 3. Modelle zur Dichteverteilung im Ries. Dichtedifferenzen zwischen Gesteinen innerhalb und außerhalb des Kraters in g/cm^3 . Dichtedifferenzen der Feinstruktur in den oberen 400 m siehe Abb. 4.

Density distribution models for the Ries crater. Density differences between off-structure rocks and rocks within the crater in g/cm^3 . For density differences within the upper 400 m see Fig. 4. No vertical exaggeration.

2.4. Ergebnisse

Abb. 3 zeigt als Ergebnis von Modellrechnungen für die untere Schranke der Defizitmasse ($M_A = 75\,600 \text{ Mt}$) zwei mögliche Modelle zur Dichteverteilung. Die Dichtewerte der Feinstruktur der oberen 500 m sind Abb. 4 zu entnehmen. Die Modelle berücksichtigen nur Dichteänderungen unter dem Bezugsniveau von 400 m ü. NN. Die Aufteilung in Kugelschalen-Abschnitte mit jeweils konstanter Dichte darf nicht so verstanden werden, daß sich die Dichte an den Grenzen sprunghaft ändert. Wahrscheinlich nehmen die Dichtedifferenzen kontinuierlich mit der Tiefe ab. Lokale Zunahmen sind ebenfalls möglich. Eine scharfe Begrenzung der Auflockerung — wie in den Modellen angenommen — ist nicht zu erwarten.

Bei beiden Modellen ist die Anpassung an das vertikale Schwerprofil bereits sehr weit vorangetrieben. Die Differenzen bis zu einer Höhe von $H = 10 \text{ km}$ sind kleiner als 0,01 mgal, bis $H = 19,5 \text{ km}$ kleiner als 0,03 mgal. Eine weitergehende Anpassung erscheint nicht sinnvoll, da die Ungenauigkeiten bei der analytischen

Fortsetzung nach oben in derselben Größenordnung liegen. Modell II unterscheidet sich von Modell I im wesentlichen durch geringere Dichtedifferenzen (entsprechend einer geringeren Auflockerung) in größerer Tiefe. Eine Kompensation wird durch einen größeren Durchmesser und geringfügige Änderungen der Dichteverteilung in den oberen hundert Metern erreicht. Welchem der beiden Modelle der Vorzug zu geben ist, läßt sich nicht entscheiden. Modell II mit den geringeren Dichtedifferenzen scheint mit den Modellrechnungen der Seismik (Abschnitt 3.3.) eher verträglich. Andere Modelle mit ähnlicher Tiefenerstreckung und Auflockerung sind ebenfalls denkbar. Versuche, eine Anpassung über Modelle mit deutlich geringerer Tiefenerstreckung zu erreichen, führen dagegen zu unrealistischen Dichtedifferenzen.

Die berechneten Modelle entsprechen der unteren Schranke (M_A) der abgeleiteten Defizitmassen. Modelle mit einer Masse von rund 100 000 Mt (M_B) sind ebenfalls in Betracht zu ziehen. Solche Modelle müssen — verglichen mit den bisher abgeleiteten — eine um 25 000 Mt größere Masse besitzen, wobei sich die Schwere nicht wesentlich ändern darf (im Bezugsniveau konstant um etwa 0,5 mgal). Das ist nur zu erreichen, wenn eine Auflockerung in noch größeren Tiefen angenommen wird. Entsprechende Modellrechnungen haben bisher noch nicht zu einer befriedigenden Anpassung geführt. In erster Näherung wäre aber eine mittlere Auflockerung von noch 0,01 g/cm³ bis zu einer Tiefe von 8—9 km zu fordern. Ob solche Werte realistisch sind, ist zumindest fraglich. Die seismischen Modellrechnungen lassen hierüber keine Aussage zu.

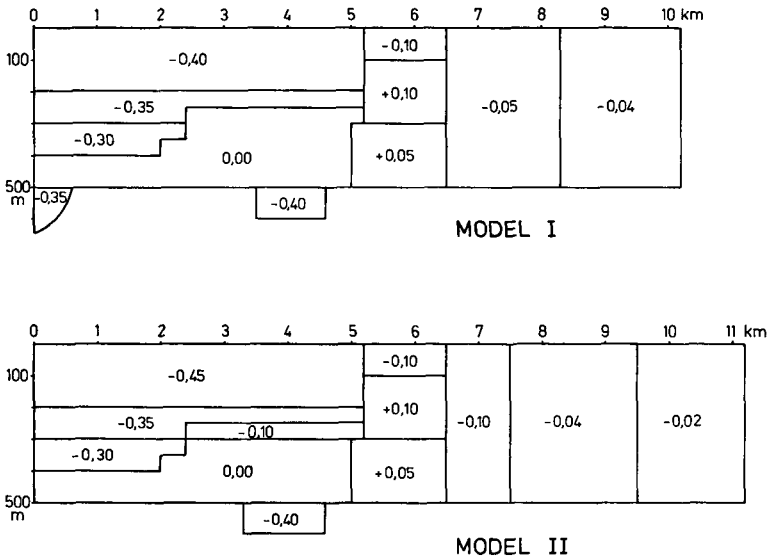


Abb. 4: Dichtedifferenzen in g/cm³ der Feinstruktur in den oberen 500 m der Modelle nach Abb. 3. Radialschnitt, 5fache Überhöhung.

Radial cross section showing details of models of Fig. 3. Density differences in g/cm³. Vertical exaggeration 5 ×.

3. Modelle zur Verteilung der Geschwindigkeit

3.1. Die Refraktionsprofile 6 (Harburg) und 7 (Holheim)

Die Refraktionsprofile 6 und 7 (ANGENHEISTER und POHL 1969) kreuzen den Krater in NW- und NE-Richtung (Abb. 1) und schneiden sich ungefähr im Zentrum. Der Schußpunkt von Profil 6 liegt ca. 3,5 km außerhalb des Kraterrandes (Entfernung vom Kraterzentrum $R_z = 16,25$ km). Für Profil 7 liegt der Schußpunkt ca. 2,5 km innerhalb des Kraterrandes, in der Kraterrandzone ($R_z = 10,5$ km). Die Profile sind rund 40 km lang und der mittlere Abstand der Seismometer ist etwa 300 m. Entsprechend der unterschiedlichen Höhe der Registrierstationen wurden die Laufzeiten korrigiert. Das Bezugsniveau liegt 420 m über NN.

Die Seismogrammontagen der zwei Profile sind in ANGENHEISTER und POHL (1976) veröffentlicht. Die für die Auswertung verwendeten Laufzeiten der Erstsätze sind in Abb. 5 in reduzierter Darstellung wiedergegeben. Sie zeigen bei dem gewählten großen Zeitmaßstab eine gewisse Streuung, die nur zu einem geringen Teil auf Ablesefehler oder auf lokale Untergrundverhältnisse zurückgeführt werden kann. Der Hauptanteil dieser Streuung rührt her von Ungenauigkeiten bei der Lokalisierung der Meßstationen im Gelände.

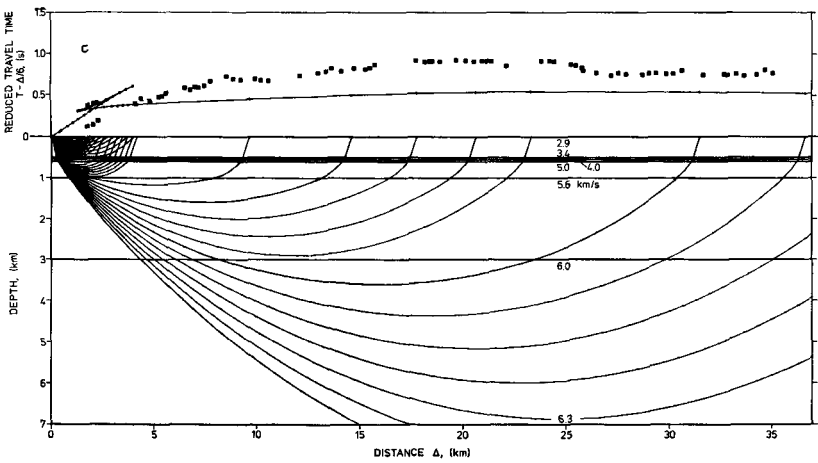
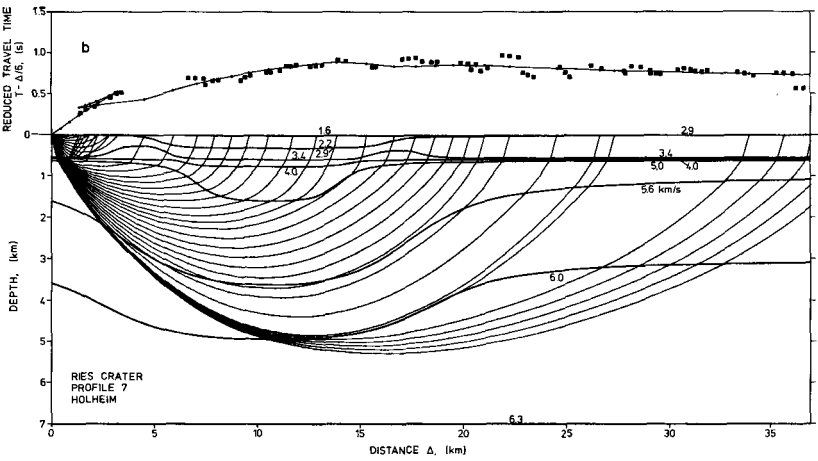
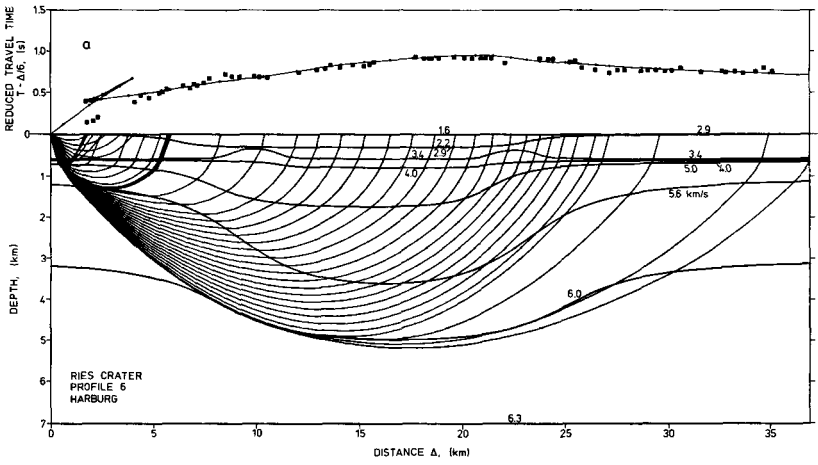
3.2. Auswertemethoden

Die bisher benutzten Methoden, wie das bei der vorläufigen Auswertung verwendete Wellenfrontenverfahren, können korrekterweise nur angewendet werden, wenn die zu untersuchenden Strukturen gut definierte Horizonte mit einer ausreichend großen lateralen Erstreckung aufweisen. Dies ist im Ries nur für bestimmte Schichtgrenzen der Fall, wie z. B. im zentralen Krater für die Basis der Seetone, z. Teil für die Basis der Suevite und außerhalb des Kraters für die Oberkante des vermuteten Muschelkalks in der Sedimentdecke und die Kristallinoberkante. In größeren Tiefen, d. h. im wesentlichen unter NN, ist im Mittel sowohl in lateraler als auch in vertikaler Richtung mit einem kontinuierlichen Übergang von stark beanspruchtem Material (kristalline Trümmernmassen) bis zu seismisch nicht mehr nachweisbar beanspruchtem Material zu rechnen. Eine scharf ausgeprägte Grenze kann zunächst nicht erwartet werden. Eine verbesserte Auswertung der Profile erfordert daher ein Verfahren, das es gestattet die Geschwindigkeitsverteilung im Untergrund in lateraler und vertikaler Richtung kontinuierlich zu modellieren.

Abb. 5. (a) und (b) Modelle zur Geschwindigkeits-Verteilung im Ries, berechnet für die Refraktionsprofile 6 (Harburg) und 7 (Holheim). Oben: Schwarze Quadrate = Reduzierte Laufzeitkurve. Durchgezogene Linie mit Punkten = Berechnete Laufzeitkurve für die unten dargestellte Geschwindigkeitsverteilung. Unten: Dickere Linien = Isolinien der Geschwindigkeit in km/s. Dünnere Linien = Seismische Strahlen. Überhöhung 2fach.

(c) Modell ohne Kraterstruktur. Für das ebene Modell ist die Geschwindigkeits-Verteilung außerhalb des Ries zugrunde gelegt. Die schwarzen Quadrate sind die gemessenen Laufzeiten von Profil 6. Die Verzögerung durch die Kraterstruktur beträgt bis zu 0,4 s.

(a) and (b) Velocity distribution in the Ries crater calculated for refraction profiles 6 (Harburg) and 7 (Holheim). Top: Full squares indicate measured travel times. Calculated travel times for models shown below are indicated by a continuous line. Bottom: Velocity distribution shown by velocity isolines in km/s (thick lines). Thinner lines are seismic ray paths. Vertical exaggeration $2 \times$. (c) Model without crater structure. The velocity distribution is identical to the off-structure velocity distribution of models shown in a and b. Full squares are measured travel times for profile 6. The time delay due to lower velocities within the crater structure amounts up to 0.4 s.



Für Kraterstrukturen wie das Ries sind hierzu Linien gleicher Geschwindigkeit besonders geeignet. Im vorliegenden Fall wurde ein von GEBRANDE (1976) entwickeltes, leicht zu handhabendes Rechenprogramm für zweidimensionale strahlenseismische Modellrechnungen verwendet. Die Linien gleicher Geschwindigkeit werden durch eine Summe von arctg-Funktionen beschrieben. Zwischen den Isolinien wird die Geschwindigkeit in vertikaler Richtung linear interpoliert. Das Programm berechnet und zeichnet für vorgegebene Abstrahlwinkel den Strahlenverlauf im Untergrund und die zugehörigen Laufzeiten. Die Rechnungen und Zeichnungen können auf Tischrechnern (z. B. Hewlett-Packard 9810 mit angeschlossenem Plotter) durchgeführt werden. Wegen der relativ geringen Speicherkapazität des Tischrechners ist die Anzahl der Isolinien zwar beschränkt, sie war jedoch für die Modellrechnungen für das Ries ausreichend.

3.3. Durchführung und Ergebnisse der Modellrechnungen

Bei der Konstruktion der Modelle wurden für die oberen 500—600 m die Isolinien der Geschwindigkeit so vorgegeben, daß die mittlere Geschwindigkeitsverteilung in diesem Gebiet den bekannten Strukturen (Seetone, Suevit, innerer Wall) entspricht. Details, wie z. B. der innere Wall, wurden stark vereinfacht eingegeben. Für die Interpretation der tieferen Struktur des Kraters ist die Genauigkeitsanforderung für die Konstruktion der Isolinien in den oberen Schichten nicht allzu hoch, da ab einer Schußpunkt-Entfernung von einigen km die Wegstrecken in diesen Schichten im Vergleich zur gesamten Wegstrecke der Strahlen klein sind und mögliche Variationen in Mächtigkeit und Geschwindigkeit in diesen Schichten nur geringe Änderungen der Laufzeit bewirken. Die großen Verzögerungen der Laufzeiten entstehen auf den langen Wegstrecken der in größeren Tiefen fast horizontal laufenden Strahlen (vgl. Abb. 5).

Für die Geschwindigkeitsverteilung außerhalb des Kraters wurden die Ergebnisse der Geschwindigkeit-Tiefensondierung westlich des Ries verwendet (POHL und WILL 1974), die recht gut mit Messungen aus benachbarten Gebieten, wie z. B. aus der Oberpfalz und aus Oberfranken, übereinstimmen. Im Zentrum des Kraters wurde für beide Profile bis in 2 km Tiefe die Geschwindigkeitsverteilung, wie sie bei der Geschwindigkeit-Tiefensondierung im Zentrum des Kraters bestimmt wurde, angenommen. Nach unten wurden die Modelle in 7 km Tiefe durch eine horizontale Isolinie mit der Geschwindigkeit 6,3 km/s begrenzt.

Die weitere Konstruktion des Modells erfolgte dann durch Variieren der Isolinien, insbesondere für die Geschwindigkeiten 5,0, 5,6 und 6,0 km/s, bis eine gute Anpassung der berechneten an die gemessenen Laufzeitkurven erreicht war. Es wurde vor allem angestrebt, die allgemeine Verzögerung der Laufzeiten durch die erniedrigten Geschwindigkeiten bis in große Tiefen zu erklären. Eine Anpassung an einzelne Details der Laufzeitkurven wurde nicht versucht, da einerseits die Meßfehler hierfür häufig zu groß sind, und andererseits die Anpassung wegen eines fehlenden Gegenschußprofils nicht eindeutig wäre.

Ergebnisse dieser Modellrechnungen sind in Abb. 5 dargestellt. Die verschiedenen Stufen der Modellrechnung führten, ausgehend von einem zunächst relativ engen, auf den zentralen Krater beschränkten Bereich für verringerte Geschwindigkeiten, zu einer immer größeren Ausweitung bis auf einen Durchmesser von ca. 20 km und einer Teufe von über 6 km für diese Zone verringerter Geschwindigkeiten. Die beiden Modelle sind zum großen Teil symmetrisch aufgebaut. Die Unterschiede der Modelle und die Unsymmetrien geben in etwa den Spielraum und

die Unsicherheit an, die beim Modellieren noch vorhanden sind. Bei Profil 6 hat die Isolinie 5,6 km/s eine breitere Mulde als bei Profil 7. Weiterhin verläuft hier, entgegen den tatsächlichen Verhältnissen, die Isolinie 2,2 km/s als Basis der Seetone weit über den inneren Wall hinaus in Richtung Schußpunkt noch in einer Tiefe von ca. 300 m. Damit wurde in der Kraterrandzone eine geringere Durchschnittsgeschwindigkeit als außerhalb des Kraters erreicht, was sich für die relativ geringe SP-Entfernung als notwendig erwies.

Es sei hier nochmals darauf hingewiesen, daß die in den Modellen eingezeichneten Isolinien der Geschwindigkeit, abgesehen von den schematisch modellierten Strukturen nahe der Oberfläche (Innerer Wall, Basis der Seetone und Suevite, Kristallinoberkante außerhalb des Kraters), nicht als geologische Grenzen anzusehen sind. Sie sind wie in den Modellen zur Dichteverteilung lediglich für die mathematische Behandlung der Modelle notwendig. Besonders für die Tiefen größer als ca. 500 m ist mit einer mehr oder weniger kontinuierlichen Zunahme der Geschwindigkeit zu rechnen. Lokale Abnahmen der Geschwindigkeiten sind ebenfalls möglich.

4. Diskussion

4.1. Vergleich der Dichte- und Geschwindigkeitsmodelle

Die in den vorangegangenen Abschnitten beschriebenen Modelle für die Dichte- und Geschwindigkeitsverteilung im Krater sind sehr ähnlich. In beiden Fällen kann eine Beanspruchung der Gesteine in einem muldenförmigen Gebiet mit einem Durchmesser von 20—25 km und einer Tiefe bis mindestens 6 km nachgewiesen werden. Eine noch tiefer reichende Beanspruchung ist wahrscheinlich. Scharfe Grenzen können aus den in den vorangegangenen Abschnitten schon diskutierten Gründen nicht angegeben werden.

Die Übereinstimmung ist für das Kraterzentrum besonders gut erkennbar in der Darstellung der Differenz der Geschwindigkeiten Δv_D und der Dichten $\Delta \sigma$ im Zentrum und außerhalb des Kraters in Abhängigkeit von der Tiefe (Abb. 6). Abb. 6 zeigt auch die Geschwindigkeit-Tiefen-Funktion der seismischen Modelle (Abb. 5) für das Kraterzentrum (A) und für das ungestörte Gebiet außerhalb des Kraters (B).

Die gute Übereinstimmung ist begründet in der Korrelation von Dichte und Geschwindigkeit der brecciierten Gesteine im Krater (ERNSTSON und POHL 1974).

4.2. Ursachen für die Verringerung der Dichte und Geschwindigkeit in den Trümmernmassen

Als Ursachen für die Verringerung der Dichte und Geschwindigkeit in den kristallinen Trümmernmassen kommen eine Reihe von Vorgängen in Frage, deren Beiträge im einzelnen jedoch kaum abzuschätzen sind: Direkte Einwirkung der Stoßwelle bei der Kompression und der nachfolgenden Entlastung und Rückfederung (Stoßwelleneffekte) — Weitere Brecciiierung und Entstehung von Reibungs-breccien bei Anhebung und Zurückfallen von Schollen im Krater — Injektion? von Gangbreccien — Weitere Beanspruchung bei Ausgleichsbewegungen im Krater, d. h. Absenkungen am Kraterrand und Zusammenschub im zentralen Krater (s. a. 4.3.).

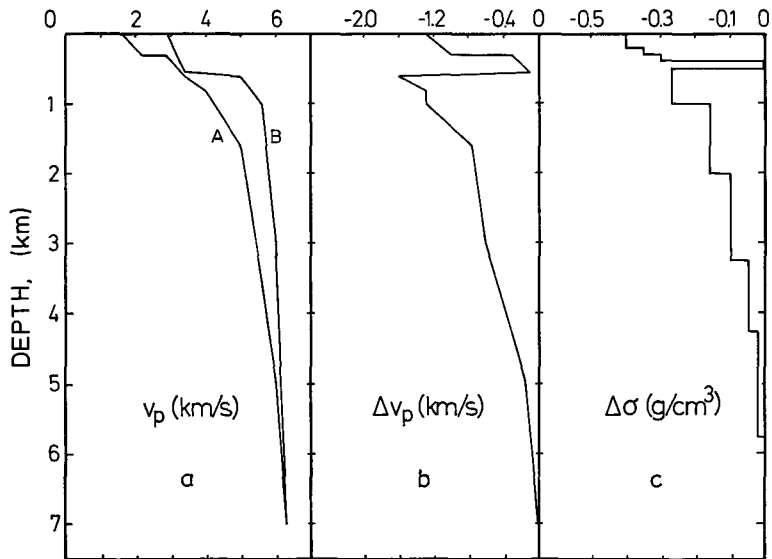


Abb. 6. (a) Geschwindigkeit-Tiefe-Funktionen im Zentrum des Ries (A) und außerhalb des Ries (B), entsprechend den Modellen von Abb. 5.

(b) Differenzen der Geschwindigkeiten $\Delta v_p = v_{pA} - v_{pB}$ für das Kraterzentrum.

(c) Differenzen $\Delta\sigma$ der Dichte (Abb. 3 und 4, Schweremodell II) für das Kraterzentrum.

(a) Velocity-depth-distribution (p-wave velocity) at the center of the crater (A) and outside (B) the crater, according to models shown in Fig. 5.

(b) Velocity differences $\Delta v_p = v_{pA} - v_{pB}$ at the center of the crater.

(c) Density differences $\Delta\sigma$ at the center of the crater according to the density model II (Figs. 3 and 4).

Die Gesteine in der Forschungsbohrung Nördlingen zeigen die Wirkung von all den oben genannten Vorgängen. Die Verringerung von Dichte und Geschwindigkeit ist gut korrelierbar mit dem makroskopisch und mikroskopisch erkennbaren Grad der Brecciiierung und dem Gehalt an suevitischer Breccie und an Gangbreccien. Die Granitscholle 762—775 m mit Stufe I der Stoßwellenmetamorphose hat eine extrem niedrige Dichte und Geschwindigkeit. Ursache sind die direkten Stoßwelleneffekte sowie eine weitere Zermürbung beim Einschub dieser Scholle zwischen weniger beanspruchtes Gestein. Ähnlich wie in der FBN 73 dürften wohl im ganzen zentralen Krater für die oberen 1—2 km die Verringerung von Dichte und Geschwindigkeit zu erklären sein. Für die tieferen Schichten ist man auf Vermutungen angewiesen. Wahrscheinlich ist mit einer Abnahme der Gangbreccien zu rechnen. Die Ausgleichsbewegungen können bis in eine Tiefe von 3—4 km, möglicherweise auch mehr, zur Auflockerung beigetragen haben. Für den tiefsten Bereich ist wohl nur mehr mit der direkten Wirkung der durchgelaufenen Stoßwelle zu rechnen (Mikrorisse u. ä.). Hier dürfte auch die Ausheilung am größten sein. Nach den Untersuchungen von SIMMONS, STEGFRIED und RICHTER (1975) wird bei Drucken von 1—2 kbar ein großer Teil der durch Stoßwellen erzeugten Mikrorisse wieder geschlossen. Eine Beanspruchung ist dann durch seismische und gravimetrische Methoden nicht mehr nachweisbar. In lateraler Richtung haben im Kristallin

Ausgleichsbewegungen bis in etwa 10 km vom Kraterzentrum stattgefunden (GALL, MÜLLER u. POHL 1977), so daß hier wohl ein größerer Anteil der Auflockerung auf diese Vorgänge zurückzuführen ist.

4.3. Folgerungen für die Modelle zur Kraterbildung

Die bis in Tiefen von ca. 6 km heute noch nachweisbare und wahrscheinlich noch tiefer reichende Beanspruchung der Gesteine durch den Einschlag spricht unseres Erachtens eindeutig gegen die Vorstellung, daß das Ries nur eine sehr flache Struktur ist, wie z. B. von EL GORESY und CHAO (1976) angenommen wird. Hier nach wären am Ort der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 in einer Tiefe von rund 500 m Gesteine noch aufgeschmolzen worden, und in 700 m wären Stoßwelleneffekte schon nicht mehr nachweisbar. In 6 km Tiefe wäre die Beanspruchung jedoch noch so stark, daß es zu einer merklichen Verringerung von Dichte und Geschwindigkeit gekommen ist, wofür Stoßwellen-Drucke von wenigstens einigen kbar erforderlich sind. Eine derartige Änderung des Druckes ist unvereinbar mit den Kenntnissen über die Ausbreitung und Wirkung von Stoßwellen, wie sie aus Impaktversuchen, aus Sprengversuchen und aus theoretischen Simulationen gewonnen wurden.

Die in den Abschnitten 2 und 3 beschriebenen Modelle sind vielmehr in Einklang mit der Vorstellung eines zentralen Impakts eines relativ zum Kraterdurchmesser kleinen Körpers und einer sich in erster Näherung halbkugelförmig ausbreitenden Stoßwelle (vgl. Abschätzungen für das Ries von DAVID 1969, u. dieser Band), die in vertikaler Richtung noch genügend Energie zur Brecciation der Gesteine in Teufen größer als 6 km gehabt hat. In horizontaler Richtung läßt sich dies für den inneren Wall in einer Entfernung von 6—7 km vom Kraterzentrum nachweisen.

Die Ausbreitung einer Stoßwelle dieser Art muß zur Bildung eines mehrere km tiefen primären Kraters im zentralen Teil des Ries geführt haben (vgl. auch STÖFFLER, ds. Bd.; POHL, STÖFFLER, GALL u. ERNSTSON 1977). Der zentrale Krater im Ries, der durch den inneren Wall begrenzt wird, kann eventuell als Überrest dieses primären Kraters angesehen werden (ANGENHEISTER und POHL 1974, ENGELHARDT 1975). Zur Auffüllung des primären Kraters mit kristallinen Trümmern bis auf das heutige Niveau unter dem Suevit, d. h. im Mittel 200—300 m unter NN, müssen die Gesteine unter Umkehr der Bewegungsrichtung während der vorangegangenen Exkavationsphase in diesen primären Krater zusammengeschoben worden sein. Daß derartige Bewegungen innerhalb des inneren Walls stattgefunden haben, wird inzwischen durch die mineralogischen Untersuchungen am Kristallin der FBN 73 bestätigt. Sie erklären die innerhalb des Bohrprofils un stetig variierenden Stoßwelleneffekte (ENGELHARDT und GRAUP, dieser Band). Gleichzeitig mit dem Zusammenschub haben in der Krater randzone außerhalb des heutigen inneren Walls Absenkungen stattgefunden, die den primären Kraterdurchmesser stark erweitert haben (GALL, MÜLLER u. POHL 1976).

D a n k s a g u n g. Für die Überlassung von Daten, Einführung in Rechenprogramme und Diskussionen möchten wir uns bedanken bei Dr. FAHRION, Dr. GEBRANDE, Dr. GRAUP, Dipl.-Geophys. SCHAA, Dr. WIRTH und den Gewerkschaften Brigitta und Elwerath. Für die finanzielle Unterstützung eines Teils dieser Untersuchungen bedanken wir uns bei der Deutschen Forschungsgemeinschaft.

5. Literatur

- ANGENHEISTER, G. und POHL, J.: Beiträge der angewandten Geophysik zur Auswahl des Bohrpunktes der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 59—63, München 1974.
- Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 304 bis 326, München 1969.
 - Results of seismic investigations in the Ries Crater area (Southern Germany). — In: *Explosion Seismology in Central Europe* (eds. GIESE, PRODEHL, STEIN), p. 290—302. Berlin—Heidelberg—New York (Springer) 1976.
- BLOHM, E.-K., FRIEDRICH, H. und HOMILIUS, J.: Ein Ries-Profil nach geoelektrischen Tiefensondierungen. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 350—378, München 1969.
- Abschätzung von impaktmechanischen Daten aufgrund von Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- ENGELHARD, L. und HANSEL, J.: Ein Beitrag zur Erkundung der Struktur des Nördlinger Rieses aufgrund geoelektrischer Schlumberger-Sondierungen. — *Abh. Braunsch. Wiss. Ges.*, **26**, S. 1—19, Göttingen 1976.
- ENGELHARDT, W. v.: Some new results and suggestions on the origin of the Ries basin. — *Fortschr. Miner.*, **52**, S. 375—384, Stuttgart 1975.
- ENGELHARDT, W. v. und GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- ERNSTSON, K.: The structure of the Ries Crater from geoelectric depth soundings. — *J. Geophys.* **40**, S. 639—659, Berlin—Heidelberg—New York 1974.
- ERNSTSON, K. und POHL, J.: Einige Kommentare zu den bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 81—90, München 1974.
- GALL, H., MÜLLER, D. und POHL, J.: Zum geologischen Bau der Randzone des Ries-Kraters. — *N. Jb. Geol. Paläont., Mh.*, Stuttgart 1977. — [im Druck].
- GEBRANDE, H.: A seismic-ray tracing method for two-dimensional inhomogeneous media. — In: *Explosion Seismology in Central Europe* (eds. GIESE, PRODEHL, STEIN), p. 162—167. — Berlin—Heidelberg—New York (Springer) 1976.
- GORES, A. EL und CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth and Planetary Science Letters*, **31**, p. 330—340, Amsterdam 1976.
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. Petrographische Zusammensetzung und Auswurfmechanismus der kristallinen Trümmernmassen, Struktur des kristallinen Untergrundes und Beziehungen zum Moldanubikum. — *Diss. Univ. Tübingen*, Tübingen 1975.
- JUNG, K., MENZEL, H. und ROSENBAACH, O.: Gravimetermessungen im Nördlinger Ries. — *Z. f. Geophysik*, **31**, S. 7—26, Würzburg 1965.
- JUNG, K. und SCHAAF, H.: Gravimetermessungen im Nördlinger Ries und seiner Umgebung. Abschätzung der gesamten Störungsmasse. — *Z. f. Geophysik*, **33**, S. 319—345, Würzburg 1967.
- JUNG, K., SCHAAF, H. und KAHLE, H. G.: Ergebnisse gravimetrischer Messungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 337—342, München 1969.
- KAHLE, H. G.: Abschätzung der Störungsmasse im Nördlinger Ries. — *Z. Geophysik*, **35**, S. 317 bis 345, Würzburg 1969.
- Deutung der Schwereanomalien im Nördlinger Ries. — *Z. Geophysik*, **36**, S. 601—606, Würzburg 1970.

- PAUL, M. K.: Interpretation of the gravity anomaly over a causative body with circular symmetry. — *Geophys. Prosp.*, **20**, p. 118—129, The Hague 1972.
- PETERS, K.: Ergebnisse der Gravimetrie im Bereich der Münchberger Gneismasse und der Refraktionsseismik längs eines Profils über die Gneismasse. — *Erlanger Geol. Abh.*, **100**, 22 S., Erlangen 1974.
- POHL, J. und ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 327—336, München 1969.
- POHL, J., STÖFFLER, D., GALL, H. und ERNSTSON, K.: The Ries impact structure. — *Proc. Symp. Planet. Cratering Mechanics*, Flagstaff 1976. *The Moon*, Dordrecht, 1977. — [in press].
- POHL, J. und WILL, M.: Vergleich der Geschwindigkeitsmessungen im Bohrloch der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 mit seismischen Tiefensondierungen innerhalb und außerhalb des Ries. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 75—80, München 1974.
- SIMMONS, G., SIEGFRIED, R. and RICHTER, D.: Characteristics of microcracks in Lunar samples. — *Proc. Lunar Sci. Conf.* 6th, p. 3227—3254, Pergamon Press, New York 1975.
- TALWANI, M. and EWING, M.: Rapid computation of gravitational attraction of three-dimensional bodies of arbitrary shape. — *Geophysics*, **35**, p. 203—225, Tulsa 1960.
- WIRTH, E.: Die Schichtenfolge der Erdölaufschlußbohrungen Eichstätt 1 und Daiting 1, Fränkische Alb. — *Geologica Bavarica*, **63**, S. 39—85, München 1970.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 18. 11. 1976.

Geologica Bavarica	75	373—380	München 1977
--------------------	----	---------	--------------

Das geothermische Feld des Rieses

VON RALPH HÄNEL UND KURT BRAM

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Die Ergebnisse von Temperaturmessungen in den Bohrungen Fabrik Busse, Malzfabrik Nördlingen, Deiningen 1, Wörnitzostheim und Nördlingen 1973 werden zusammenfassend dargestellt. Für die Temperaturgradienten ergeben sich folgende Werte (in °C/100 m): Seetone 8,4; Suevit 3,9; großblockige kristalline Trümmermassen 3,2.

Die Wärmestromdichte im Rieskrater berechnet sich unter Berücksichtigung der geringen Wärmeleitfähigkeiten der Gesteine des Rieskörpers zu 1,75 HFU (73,2 mW m⁻²) für den Bereich der Bohrung Nördlingen 1973 und zu 1,93 HFU (80,7 mW m⁻²) für die Bohrung Wörnitzostheim. Diese Werte entsprechen dem im Untersuchungsgebiet erwarteten Wert von 1,8 HFU.

Summary

Temperature measurements carried out in the drillholes Fabrik Busse, Malzfabrik Nördlingen, Deiningen 1, Wörnitzostheim and Nördlingen 1973 are discussed. Temperature gradients are found to be 8.4 °C/100 m in the pelitic sediments, 3.9 °C/100 m in the suevite and 3.2 °C/100 m in the brecciated crystalline basementrocks.

Taking into account the low thermal conductivities of the rocks of the Ries structure the values of the heat flow reveal to be 1.75 HFU (73.2 mW m⁻²) for the borehole Nördlingen 1973 and 1.93 HFU (80.7 mW m⁻²) for the borehole Wörnitzostheim. These values are in agreement with the expected value of 1.8 HFU for this region.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	374
2. Bohrlochdaten und Meßergebnisse	374
2.1. Die Grundwasserbohrungen der Fabrik Busse und der Malzfabrik Nördlingen	374
2.2. Die Bohrung Deiningen 1	376
2.3. Die Bohrung Wörnitzostheim	376
2.4. Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973	376
3. Die Bestimmung der Wärmestromdichte	378
4. Literatur	380

Anschrift der Verfasser: Dr. RALPH HÄNEL, Dr. KURT BRAM, Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51.

1. Einleitung

Die in den letzten Jahrzehnten intensiv betriebene Riesforschung hat eine Fülle von Einzelergebnissen gebracht, die sich am besten durch die Hypothese interpretieren lassen, daß das Nördlinger Ries durch den Einschlag eines Meteoriten entstanden ist. Die bei einem solchen Aufprall umgesetzte Energie hat das Temperaturfeld der Erde an dieser Stelle beeinflußt (Aufheizung). Heute, 15 Millionen Jahre nach dem Einschlag, ist diese Aufheizung längst abgeklungen.

Gleichzeitig wurden bei dem Einschlag der Mineralinhalt und das Gefüge und damit auch u. a. die Wärmeleitfähigkeit der betroffenen Gesteine für sehr lange Zeit verändert. Der damit entstandene Unterschied zwischen den Riesgesteinen und ihrer unveränderten Umgebung beeinflußt das Temperaturfeld noch heute. Dieser Einfluß soll im folgenden an Hand von Bestimmungen der Wärmestromdichte mittels Modellrechnungen untersucht werden.

2. Bohrlochdaten und Meßergebnisse

Temperaturmessungen im Ries sind erstmals im Jahre 1950 bei Bohrungen nach Grundwasser durchgeführt worden (NATHAN 1957). In der darauffolgenden Zeit wurden außerdem die Temperaturen in den Bohrungen Deiningen 1 (NATHAN 1954), Wörnitzostheim (HÄNEL 1969) und Nördlingen 1973 gemessen. Im folgenden sind die Lagekoordinaten und die erbohrten Tiefen zusammengestellt.

	R-Wert (km)	H-Wert (km)	Höhe + NN (m)	Tiefe (m)
Fabrik Busse	4389,62	5414,30	430	199
Malzfabrik Nördl.	4389,68	5413,61	431	119
Deiningen 1	4397,39	5415,14	416	350
Wörnitzostheim	4400,10	5411,65	412	180
Nördlingen 1973	4390,88	5418,00	427	1206

Ausschlaggebend für die Zuverlässigkeit der Meßergebnisse ist, zu welchem Zeitpunkt nach Einstellung der Bohrarbeiten bzw. nach der letzten Bewegung der Spülung die Messungen vorgenommen wurden, da das Temperaturfeld durch die Reibungswärme und den Spülungsumlauf gestört wird. Im Bohrlochtiefsten sind diese Störungen nach 25 bis 30 Stunden nahezu abgeklungen (HEDEMANN 1976). In den Partien des Bohrloches, in denen die Störungen länger gedauert haben, kann die Einstellung des Temperaturgleichgewichtes dagegen entsprechend länger, bis zur Größenordnung von Wochen oder Monaten, dauern.

2.1. Grundwasserbohrungen der Fabrik Busse und der Malzfabrik Nördlingen

In der Bohrung der Fabrik Busse ist die Temperatur 6 Tage nach Ende des Bohrvorganges in vier Tiefen gemessen worden (NATHAN 1957). Die Ergebnisse sind in der Abb. 1 eingetragen. Die Temperatur von 25° C am Bohrlochtiefsten kann erfahrungsgemäß als gesichert angenommen werden, wohingegen die Meß-

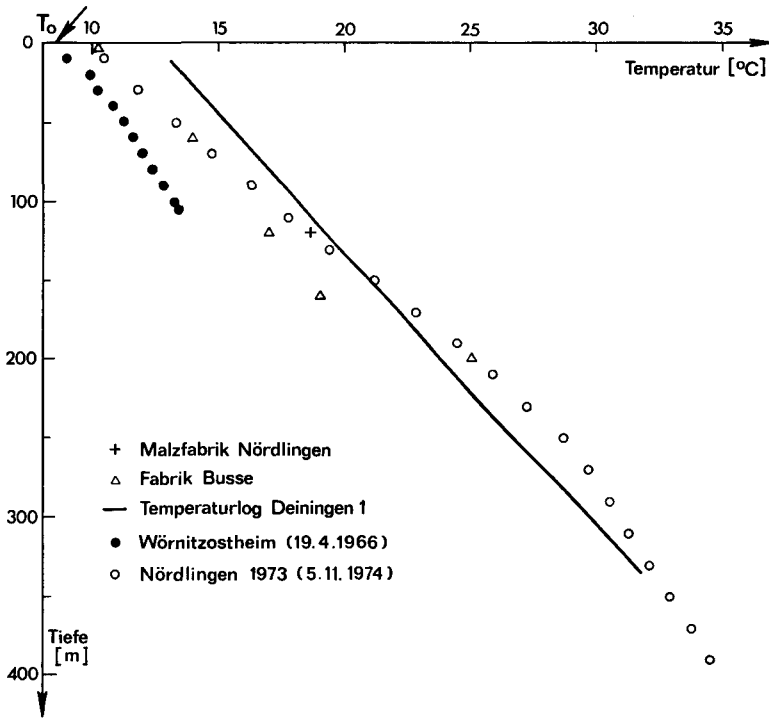


Abb. 1. Temperaturverlauf, gemessen in 5 Bohrungen im Ries.

Temperature distribution obtained by measurements in 5 boreholes in the Ries.

werte oberhalb der Endtiefe gemäß den Ausführungen unter 2. als gestört angesehen werden müssen. Im Vergleich zu einer geradlinigen Verbindung der Punkte (200 m, 25° C) und (0 m, T_0) liegen diese gestörten Temperaturen bei geringer Tiefe zu hoch und bei größerer Tiefe zu niedrig. Ein ähnlicher Temperaturverlauf läßt sich bei den Messungen vom 16. 1. 74 in der Bohrung Nördlingen 1973 (Abb. 2) erkennen.

Die mittlere Jahrestemperatur der Luft beträgt laut Klima-Atlas¹⁾ für das Nördlinger Ries $7,5 \pm 0,5^\circ \text{C}$. Die Bodentemperatur an der Erdoberfläche ist erfahrungsgemäß um 1°C höher, so daß sich daraus für die mittlere Bodentemperatur T_0 an der Erdoberfläche ein Wert von $T_0 = 8,5 \pm 0,5^\circ \text{C}$ ergibt. Daraus und aus dem Wert 25°C in 200 m Tiefe errechnet sich der Temperaturgradient in der Bohrung Fabrik Busse zu $8,3^\circ \text{C}/100 \text{m}$.

Ergänzend sei hier auf die Einzelmessung einer Grundwasserbohrung der Nördlinger Malzfabrik hingewiesen (NATHAN 1957), die in der Endtiefe von 119 m eine Temperatur von $18,5^\circ \text{C}$ erbrachte. Der daraus berechnete Temperaturgradient beträgt $8,4^\circ \text{C}/100 \text{m}$ und stimmt damit praktisch überein mit dem der Bohrung der Fabrik Busse.

¹⁾ Klima-Atlas von Bayern, Deutscher Wetterdienst, Bad Kissingen 1952.

2.2. Die Bohrung Deiningen 1

Aus der Bohrung Deiningen 1 steht ein kontinuierliches Temperaturlog der DEA zur Verfügung (Abb. 1). Die Messungen erfolgten nicht bis zur Endteufe von 350 m, sondern nur bis 332 m und erreichten dort eine Temperatur von $31,5^{\circ}\text{C}$.

Das Temperaturlog wurde 74 Stunden nach Einstellung der Bohrarbeiten gefahren. Man kann daher annehmen, daß die im Tiefenbereich von 300 bis 332 m gemessenen Temperaturen den ursprünglichen Temperaturverlauf wiedergeben. Bei den oberhalb 300 m liegenden Temperaturwerten dürfte sich das Temperaturgleichgewicht noch nicht eingestellt haben. Sie werden daher nicht als repräsentativ für die wahren Gesteinstemperaturen betrachtet.

2.3. Die Bohrung Wörnitzostheim

Die Ergebnisse der Temperaturmessung der Forschungsbohrung Wörnitzostheim sind bereits früher diskutiert worden (HÄNEL 1969). Die Meßergebnisse sind in der Abb. 1 nochmals wiedergegeben. Bei der am 19. 4. 1966 erfolgten Messung, rund 5 Monate nach Spülungsstillstand, wurde nur noch eine Tiefe von 106 m erreicht. Der Rest des Bohrlochs bis zur Endteufe von 180 m war nicht mehr zugänglich. Der mittlere Temperaturgradient beträgt $4,1^{\circ}\text{C}/100\text{m}$.

Zum Vergleich ist in Abb. 1 auch noch der Temperaturverlauf der ersten 400 m der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 eingezeichnet. Die als gestört interpretierten Temperaturen der Bohrungen Fabrik Busse und Deiningen 1 weichen in 100 m Tiefe um $1,5$ bzw. 1°C von denen der Bohrung Nördlingen 1973 ab. In dieser Tiefe ist die Temperatur in der Bohrung Wörnitzostheim bereits um ca. 4°C geringer als die der Bohrung Nördlingen 1973. Diese Abweichung kann darauf zurückzuführen sein, daß die Bohrung Wörnitzostheim im äußeren Rieskessel in suevitischem Material mit nur geringmächtiger Seetonbedeckung steht.

2.4. Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Die ersten Temperaturmessungen erfolgten am 16. 1. 74, 24 Stunden nach Einstellung der Bohrarbeiten. Die damit erhaltenen Temperaturen sind in der Abb. 2 eingetragen. Die in einer Tiefe von 1199 m gemessene Temperatur von $60,7^{\circ}\text{C}$ kann aufgrund der Ausführungen in Abschnitt 2 als die tatsächliche Temperatur des ungestörten Temperaturfeldes angesehen werden, ebenso die am 6. 8. 74 ausgeführten. Eine letzte Meßreihe erfolgte am 5. 11. 74. Die Resultate der Wiederholungsmessungen sind ebenfalls in der Abb. 2 wiedergegeben.

Erfahrungsgemäß sind nach einer derart langen Ruhezeit der Bohrungen die Störungen des Temperaturfeldes, hervorgerufen durch den Bohrvorgang, abgeklungen. Die in der Abb. 2 durchgezogene und zwischen 820 m und 1200 m Tiefe interpolierte gestrichelte Kurve gibt den vom Bohrvorgang unbeeinflussten Temperaturverlauf wieder. Die am 11. 3. und 6. 8. 74 gemessenen Temperaturen weichen kaum noch von dieser Kurve ab.

Eine deutliche Abnahme des Temperaturgradienten von $8,4^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ auf $3,9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ erfolgt im Tiefenbereich von 240 bis 260 m. Eine weitere, wenn auch nur kleine Änderung des Gradienten findet in 500 bis 520 m Tiefe statt. Er nimmt dort von $3,9^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ auf rund $3,2^{\circ}\text{C}/100\text{m}$ ab.

Die Korrelation mit dem geologischen Befund des Kernmaterials (GUDDEN 1974) ist eindeutig. In 256 m Tiefe findet ein Wechsel von pelitischen Seetonen zu älteren, psammitisch bis psephitischen See-Sedimenten statt. In rund 506 m Tiefe erfolgt der Übergang von Suevit zu polymikten, großblockigen kristallinen Trümmernmassen, eingebettet in Suevit. Die Änderung des Temperaturgradienten kann daher durch die unterschiedlichen Wärmeleitfähigkeiten der Gesteinspartien erklärt werden.

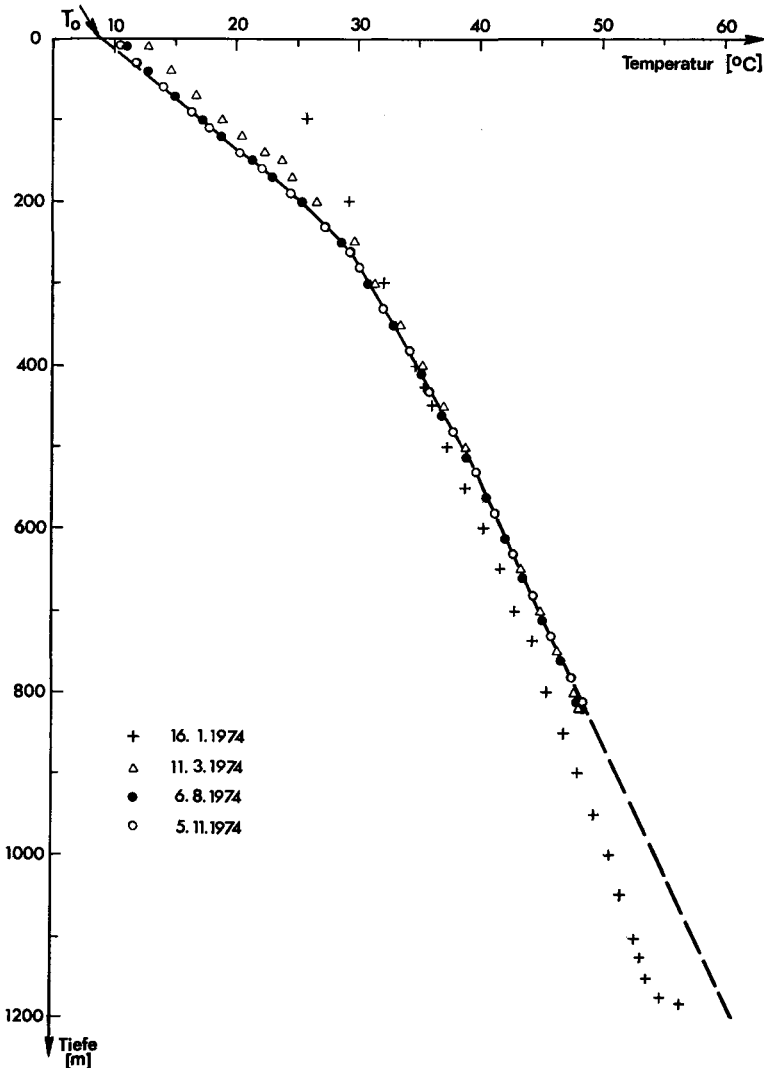


Abb. 2. Temperaturverlauf innerhalb der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Die durch die Meßpunkte vom 5. 11. 1974 gelegte und bis 1199 m Tiefe interpolierte Kurve gibt den ungestörten Temperaturverlauf wieder.

Temperature distribution within the borehole Nördlingen 1973. The line connecting the open circles and interpolated to the depth of 1199 m represents the undisturbed temperature distribution.

Die in der Bohrung Nördlingen 1973 abgeleiteten Werte des Temperaturgradienten für die post-katastrophalen See-Sedimente und den Suevit bestätigen die in den früheren Bohrungen (Fabrik Busse, Malzfabrik Nördlingen, Wörnitzostheim) erhaltenen Werte.

3. Die Bestimmung der Wärmestromdichte

Die Bestimmung der terrestrischen Wärmestromdichte q erfolgt nach der Gleichung

$$q = \lambda \cdot \text{grad } T$$

(λ = Wärmeleitfähigkeit, grad T = Temperaturgradient).

Die Wärmestromdichte aus der Bohrung Wörnitzostheim wurde bereits früher zu 1,19 HFU (49,8 mW m⁻²) ermittelt und unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Bohrung eine etwa 80 m mächtige Suevit-Schicht geringer Wärmeleitfähigkeit durchteuft, eine Korrektur angebracht (HÄNEL 1969). Es ergab sich danach ein Wert von 1,54 HFU.

Für die Bohrungen Deiningen 1 und Fabrik Busse war die Bestimmung der Wärmestromdichte nicht möglich, da die zur Messung der Wärmeleitfähigkeit notwendigen Kernproben fehlten.

Von der Bohrung Nördlingen 1973 waren sieben der zur Verfügung gestellten Kerne für die Bestimmung der Wärmeleitfähigkeit brauchbar, jedoch keine aus dem Bereich der See-Sedimente. Sie erbrachten folgende Meßergebnisse:

Tiefe m	λ 10 ⁻³ cal cm ⁻¹ s ⁻¹ grad ⁻¹	grad T ° C/100 m	q HFU (µcal · cm ⁻² · s ⁻¹)
352	2,81	4,0	1,13
411	3,28	3,9	1,27
469	2,90	3,9	1,13
547	3,23	3,2	1,03
936	4,94	3,2	1,58
1058	3,88	3,2	1,24
1148	4,34	3,2	1,39

Die Wärmestromdichte beträgt im Bereich 350—550 m Tiefe im Mittel $\bar{q}_1 = 1,14$ HFU und im Bereich 930—1150 m Tiefe $\bar{q}_2 = 1,40$ HFU. Die Bildung der Mittelwerte über diese Tiefenbereiche wird durch den geologischen Befund der Bohrkerne gerechtfertigt.

Gemäß der Wärmestromdichtekarte von Deutschland (HÄNEL 1971) ist für das Gebiet des Ries der Wert 1,8 HFU zu erwarten. Die im Vergleich dazu kleinen Werte \bar{q}_1 und \bar{q}_2 dürften in erster Linie die Folge der geringen Wärmeleitfähigkeit der Gesteine des Rieskörpers sein. Wie stark der Einfluß dieser Wärmeleitfähigkeitsanomalie auf den ungestörten Wärmefluß ist, läßt sich mit Hilfe von geeigneten Modellvorstellungen abschätzen.

Das hier zu diskutierende Modell lehnt sich an ein von ERNSTSON u. POHL (1977) in diesem Band vorgeschlagenes Dichtemodell (POHL, pers. Mitteilung) an.

Der Rieskörper liegt eingebettet im ungestörten Mesozoikum und kristallinen Grundgebirge. Die geometrischen Abmessungen des Modells sind Abb. 3 zu entnehmen. Die dem Modell zugrunde gelegten Wärmeleitfähigkeiten λ sind ebenfalls in Abb. 3 eingetragen. Für die von den Bohrungen Nördlingen 1973 bzw. Wörnitzostheim erfaßten Tiefenbereiche sind die gemessenen mittleren Wärmeleitfähigkeiten zugrunde gelegt. Die Werte für die umgebenden Gesteine des Jura, der Trias und das Kristallin sind der Literatur (KAPPELMEYER u. HÄNEL 1974) entnommen.

Die Wärmeleitfähigkeit der Seetone wurde abgeschätzt aus dem in ihnen beobachteten Temperaturgradienten und der Annahme, daß diese auch von dem Wärmestrom \bar{q}_1 (Tabelle 2) durchsetzt werden. Die Wärmeleitfähigkeitswerte zwischen den aus den Bohrungen bekannten Ergebnissen und dem ungestörten Kristallin sind in erster Näherung durch lineare Interpolation erhalten worden.

Die im Modell zum Aufbau des Temperaturfeldes notwendige Wärmestromdichte wird mit $q = 1,8$ HFU angenommen.

Das Riesereignis liegt bereits ca. 15 Millionen Jahre zurück, so daß sich inzwischen wieder ein (neues) Temperaturgleichgewicht eingestellt hat. Die Modellrechnung kann daher mit Hilfe der stationären Wärmeleitungsgleichung

$$\text{div}(\lambda \text{ grad } T) = 0$$

durchgeführt werden. Darin bedeuten λ wiederum die Wärmeleitfähigkeit und T die Temperatur.

Die Lösung dieser Gleichung erfolgte für Zylinderkoordinaten mit Hilfe des Differenzenverfahrens. In dem linken Teil der Abb. 3 ist der Verlauf des berechneten Temperaturfeldes durch einige Isothermen wiedergegeben.

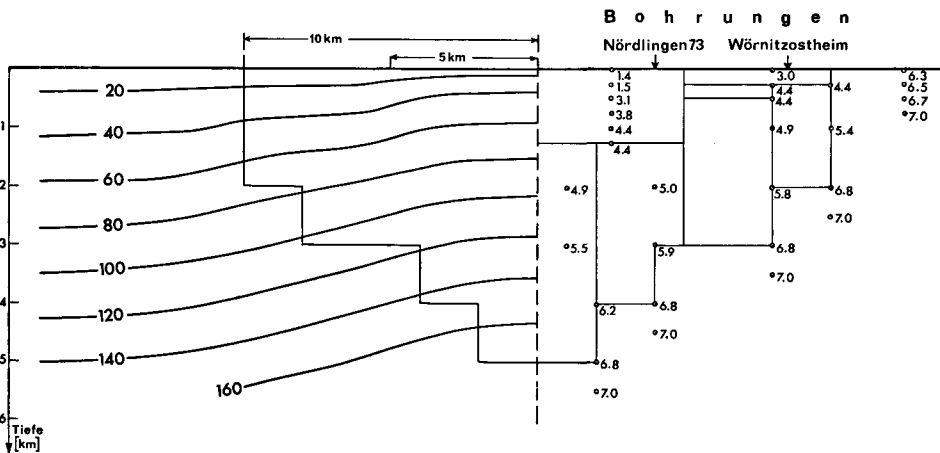


Abb. 3. Geothermisches Modell des Rieskörpers (zylinder-symmetrisch). Die Wärmeleitfähigkeitswerte sind in $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$ angegeben. Das berechnete Temperaturfeld ist im linken Teil durch die Isothermen (in °C) dargestellt.

Geothermic model of the Ries structure (cylindrical symmetry). The values of the thermal conductivity are given in $10^{-3} \text{ cal cm}^{-1} \text{ s}^{-1} \text{ grd}^{-1}$. The calculated temperature field is shown on the left by isotherms (in °C).

Aus dieser Modellbetrachtung folgt, daß die geringen Wärmeleitfähigkeiten des Rieskörpers die Wärmestromdichte in den Tiefenbereichen der in der Bohrung Nördlingen 1973 ermittelten Werte \bar{q}_1 und \bar{q}_2 um 36 bzw. 18 % verringern. Übertragen auf das ungestörte Temperaturfeld ergeben sich daher für die Wärmestromdichten \bar{q}_1 bzw. \bar{q}_2 die Werte 1,78 HFU bzw. 1,71 HFU oder beide gemittelt $\bar{q}_{N\delta 73} = 1,75$ HFU.

Für die Bohrung Wörnitzostheim ergibt sich, ausgehend von demselben Modell und dem Wert 1,54 HFU, eine Wärmestromdichte von $\bar{q}_{w\delta} = 1,93$ HFU.

Die Genauigkeit der Wärmestromdichtewerte hängt hauptsächlich von den Werten der Wärmeleitfähigkeit ab. Diese schwankten im allgemeinen zwischen 10 und 20 % (KAPPELMEYER u. HÄNEL 1974). Innerhalb dieser Fehlerbreite stimmen die Werte $\bar{q}_{N\delta 73}$ und $\bar{q}_{w\delta}$ mit dem für das Gebiet des Rieses zu erwartenden Wärmestromdichtewert von 1,8 HFU (HÄNEL 1971) überein. Sie können daher als normal angesehen werden. Die beobachtete starke Temperaturzunahme in den oberen Gesteinspartien des Rieskörpers lassen sich damit auf deren geringe Wärmeleitfähigkeit zurückführen.

Zusätzliche Wärmequellen, wie sie etwa ein erhöhter Wärmetransport durch aufsteigendes warmes Wasser oder ein noch nicht völlig ausgekühlter Intrusivkörper im tieferen Untergrund darstellen würden, lassen sich nur dann erkennen, wenn ihre Beiträge zur terrestrischen Wärmestromdichte deutlich über der genannten Fehlerbreite von 10—20 % liegen. Aus den vorliegenden Ergebnissen können daher keine Schlüsse auf die Existenz derartiger Wärmequellen gezogen werden. Auch der Unterschied zwischen den korrigierten Werten $\bar{q}_{N\delta 73}$ und $\bar{q}_{w\delta}$ liefert hierzu keine Anhaltspunkte.

D a n k s a g u n g. Der Deutschen Forschungsgemeinschaft sei für die finanzielle Unterstützung dieser Untersuchung gedankt.

4. Literatur

- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Beiträge der Angewandten Geophysik zur Auswahl des Bohrpunktes der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 59—63, München 1974.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater. — *Geologica Bavarica*, 75 (ds. Bd.), München 1977.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 11—32, München 1974.
- HÄNEL, R.: Temperaturbestimmung in der Bohrung Wörnitzostheim. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 348—349, München 1969.
- Heat flow measurements and a first heat flow map of Germany. — *Z. f. Geophys.*, 37, S. 975—992, Würzburg 1971.
- HEDEMANN, H. A.: Die Gebirgstemperaturen in der Bohrung Saar 1 und ihre Beziehung zum geologischen Bau. — *Geol. Jb.*, A 27, S. 433—454, Hannover 1976.
- KAPPELMEYER, O. u. HÄNEL, R.: *Geothermics with Special Reference to Application*. — 238 S., Berlin—Stuttgart (Borntträger) 1974.
- NATHAN, H.: Bohrungen Deiningen 1. — Bericht Bayer. Geol. Landesamt, München 1954.
- Wasserbohrungen im Ries. — *Geol. Jb.*, 74, S. 135—146, Hannover 1957.
- POHL, J. u. ANGENHEISTER, G.: Anomalien des Erdmagnetfeldes und Magnetisierung der Gesteine im Nördlinger Ries. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 327—336, München 1969.

Ein Ries-Profil nach geoelektrischen Tiefensondierungen

VON EBE-KARSTEN BLOHM, HEINZ FRIEDRICH UND JOACHIM HOMILIUS

Mit 7 Abbildungen

Kurzfassung

Im Nördlinger Ries führte die Arbeitsgruppe Tiefengeoelektrik des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) in den Jahren 1971 und 1974 insgesamt 29 Gleichstrom-Tiefensondierungen nach Schlumberger (GTS) aus. Bei 15 Sondierungen wurden maximale Elektrodenabstände zwischen 2 km und 10 km erreicht.

Der Hauptteil der Messungen war angesetzt worden, um den tieferen Untergrund des Rieses, insbesondere im Bereich des Kraters zu erkunden.

Neben der Mächtigkeit der See-Sedimente konnte durch mehrere geoelektrische Tiefensondierungen erstmalig auch das hochohmige Grundgebirge unter dem niederohmigen zerrütteten Kristallin und Suevit nachgewiesen werden. Die an der Forschungsbohrung durchgeführte Tiefensondierung mit 7 km AB-Elektrodenabstand erreichte eine Aufschlußtiefe von über 1200 m. Die aus dieser Sondierungskurve gewonnene Leitfähigkeitsverteilung des Untergrundes weicht in längeren Intervallen wesentlich ab von den durch Laterolog gewonnenen Werten, die für die unmittelbare Bohrlochnähe repräsentativ sind. Dies weist auf stark wechselnde Widerstände, insbesondere der zerrütteten kristallinen Gesteine hin.

Sondierungen im Vorries dienen zur Bestimmung der Widerstände des vom Ries-Ereignis unbeeinflussten Gesteins; dort stimmt die Tiefenlage des hochohmigen Grundgebirges mit der Tiefe des seismisch ermittelten Festgesteins befriedigend überein.

Summary

The DC-deep-sounding group of the Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (NLfB) has performed a total of 29 DC-deep-soundings using the Schlumberger array (GTS) in the Nördlinger Ries during the years of 1971 and 1974. 15 soundings were carried out with maximum electrode distances between 2 and 10 km.

The main part of the survey was aimed at the exploration of the lower levels of the Ries structure, especially of the crater area.

Several soundings established the thickness of the lake sediments and showed for the first time the presence of basement rocks with high resistivity underlying the brecciated crystalline and suevite rocks with low resistivity. The deep-sounding, which was done at the experimental borehole using an AB-electrode distance of 7 km reached a sounding depth of more than 1200 m. The distribution of conductivities, which were evaluated from this sounding curve differs considerably in long intervals from the data of the laterolog, which represent only the resistivity distribution in

the immediate vicinity of the borehole. This, in turn, points to quick changes of resistivities, especially within the brecciated crystalline rocks.

Other soundings were made on the periphery of the Ries to measure the resistivities of rocks, which were not altered by the Ries impact. In this area a close agreement existed between the DC-sounding depth of the basement with high resistivity and the depth of the consolidated rocks as deduced from seismological data.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	383
2. Gleichstrom-Tiefensondierungen mit großen Elektrodenabständen auf dem Ost-West-Profil	383
3. Berechnung einer Modellkurve aus Widerstandsmessungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973	387
4. Vergleich der am Bohrloch gemessenen GTS-Kurven mit der Modellkurve aus Bohrlochdaten	390
5. Schlußbemerkung	392
6. Literatur	393

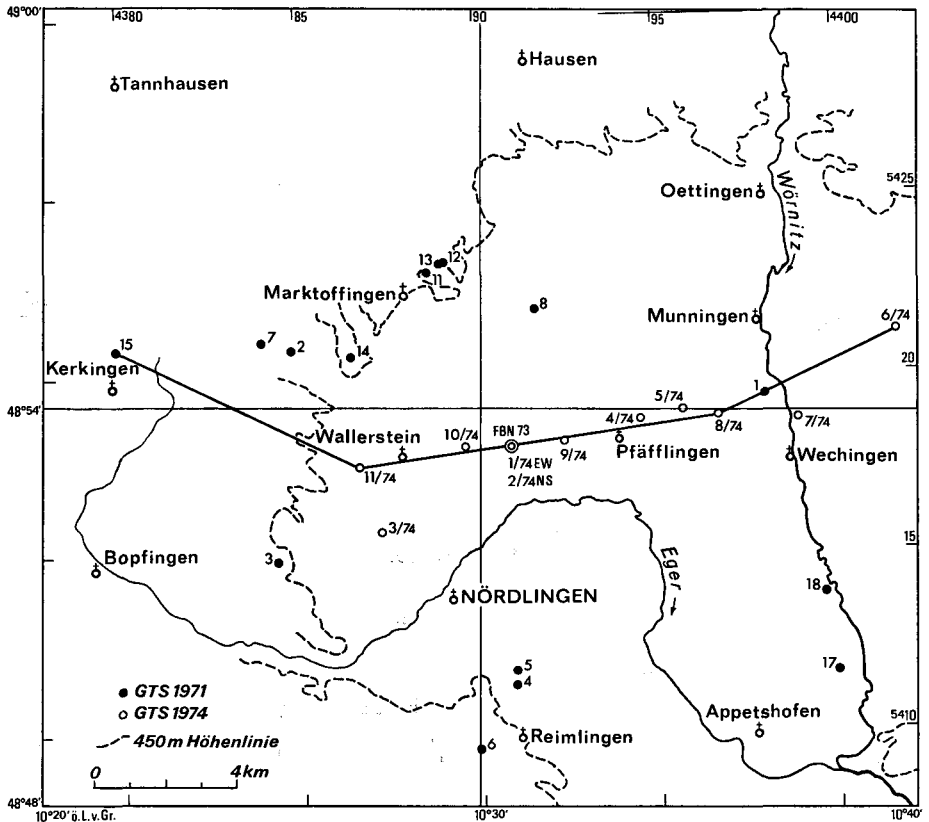


Abb. 1. Ausschnitt aus dem Nördlinger Ries mit Lage der Gleichstrom-Tiefensondierungen (GTS) 1971 und 1974 des NLFb.

Section from the Nördlinger Ries showing the position of the DC-deep-soundings (GTS) carried out in 1971 and 1974 by the NLFb.

1. Einleitung

Seit mehreren Jahrzehnten ist das Nördlinger Ries Gegenstand zahlreicher geologischer und geophysikalischer Untersuchungen, deren Ziel es letztlich war, den Aufbau des Rieses bis in große Tiefen zu erkunden. Die Arbeitsgruppe Tiefengeoelektrik des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (NLfB) hatte die Möglichkeit, Gleichstrom-Tiefensondierungen nach Schlumberger mit großen Elektrodenabständen (GTS) auch im Nördlinger Ries und Vorries durchzuführen. Es wurde dabei ein Instrumentarium eingesetzt, das im Rahmen eines durch die Deutsche Forschungsgemeinschaft geförderten Programms entwickelt worden ist (BLOHM 1972).

Erstmals wurden im Herbst 1971 vom NLfB insgesamt 18 GTS gemessen, davon 9 mit maximalen Elektrodenabständen AB zwischen 2 und 9 km. Nach Abschluß der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (FBN 73) sollte versucht werden, in unmittelbarer Nähe des Bohrpunktes eine GTS auszuführen mit dem Ziel, das dabei gewonnene geoelektrische Ergebnis mit den bei Bohrlochmessungen erhaltenen Widerstandswerten zu korrelieren. Bei einem weiteren Einsatz der Tiefengeoelektrik-Gruppe des NLfB im Frühjahr 1974, bei dem insgesamt 11 GTS im Ries gemessen wurden, erreichten 6 GTS größere Elektrodenabstände als 2 km: die GTS 1/74 eine AB-Distanz von 7 km, die GTS 4/74 sogar eine solche von 10 km. Damit waren Aussagen über Tiefen größer 1 km möglich. Die Messungen stellen mithin eine Ergänzung der umfangreichen geoelektrischen Untersuchungen der Geophysikalischen Institute in Braunschweig und Kiel nach der Tiefe hin dar, da bei letzteren vorwiegend nur Aussagen über die ersten 300—400 m möglich waren (ENGELHARD 1971, ERNSTSON 1974, ENGELHARD u. HANSEL 1976). In dieser Arbeit sollen nur die GTS des NLfB betrachtet werden, die auf einem in Abb. 1 eingetragenen Ost-West-Profil liegen.

2. Gleichstrom-Tiefensondierungen mit großen Elektrodenabständen auf dem Ost-West-Profil

In den Abb. 2 und 3 sind einige der Sondierungskurven dieses Ost-West-Profiles dargestellt. Die in den Abbildungen als Funktion von $AB/2$ aufgetragenen e_a -Werte (scheinbare spezifische Widerstände) sind durch Vergleich mit berechneten Modellkurven interpretiert worden. Die Modellkurven basieren auf der Vorstellung eines horizontal geschichteten Untergrundes und sind als durchgezogene Linien in den Abbildungen eingetragen. Die ermittelten wahren Gesteinswiderstände und die Mächtigkeiten der Schichten sind jeweils unter den Meßkurven angegeben.

Die GTS 15/71 ist bei Kerkingen, rund 11 km westnordwestlich der Forschungsbohrung Nördlingen, gemessen worden, wo Braunjura α (Untere Aalen-Schichten) ansteht. Es kann angenommen werden, daß dieser Raum vom Ries-Ereignis kaum noch berührt wurde. Da Hinweise auf die wahren Gesteinswiderstände des Untergrundes fehlen, konnte für die Interpretation nur der Verlauf der Meßkurve zugrunde gelegt werden. Trotz der dadurch bedingten Äqui-

valenzen ergibt sich eindeutig, daß in ca. 400 m Tiefe (EDV-Wert: 420 m) eine hochohmige Liegendschicht erreicht wurde. Hierbei dürfte es sich um die sandige Randfazies des Muschelkalks und evtl. des Unteren Keupers handeln, die das Grundgebirge überlagert (vgl. H. SCHMIDT-KALER 1969). Die Beobachtung, daß diese hochohmige Schicht bei ca. 50 m NN zu erwarten ist, stimmt befriedigend mit dem Ergebnis der Seismik 1968 überein (vgl. G. ANGENHEISTER u. J. POHL 1969).

Die GTS 1/74 ist weniger als 100 m nördlich der Bohrung angesetzt worden mit einer Ost-West-Auslage AB von max. 7 km. Es wurde eine Kurve vom Minimumtyp gewonnen, bei der das Minimum im wesentlichen durch die niederohmige Seetonfolge geprägt wird. Der Anstieg der Kurve vom Minimum aus läßt zwei Schichtfolgen unterschiedlichen Widerstandes erkennen: zunächst eine solche von ca. $10 \Omega \cdot m$, dann eine Liegendschicht mit Widerständen über $100 \Omega \cdot m$ (wahrscheinlich $300\text{--}800 \Omega \cdot m$).

Eine GTS 2/74 wurde in unmittelbarer Nähe der GTS 1/74 angesetzt und in Nord-Süd-Richtung bis $AB = 2,4$ km ausgelegt. Der Verlauf der Meßkurve ist im entscheidenden mittleren Teil, nämlich im Minimum, fast identisch mit der GTS-Meßkurve 1/74. Sie zeigt jedoch im weiteren Verlauf ab $AB = 1,2$ km einen Parallel-Versatz, so daß sie für die weitere Diskussion hier nicht herangezogen werden soll. Der Versatz deutet darauf hin, daß eine laterale Widerstandsänderung in einer oberflächennahen Schicht längs der Elektrodenstrecke vorliegt.

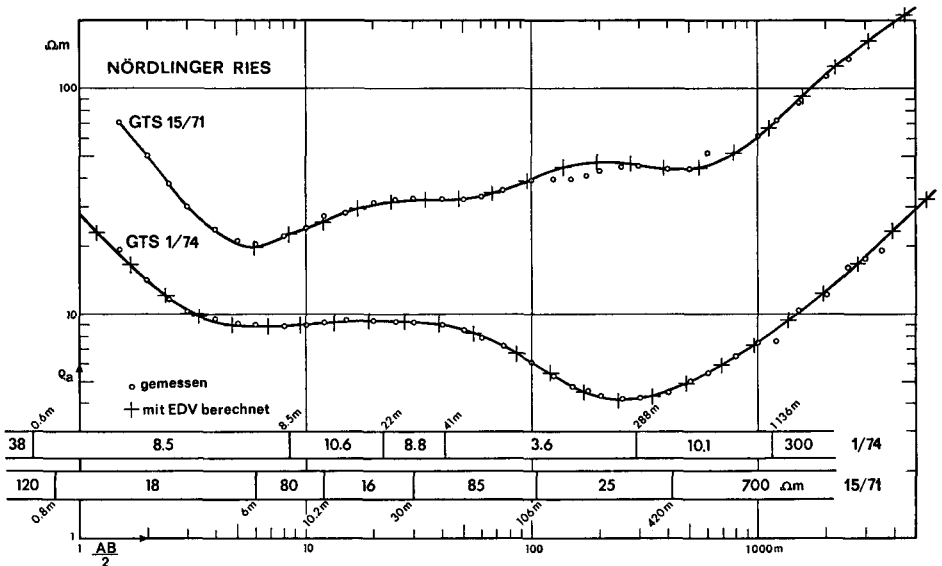


Abb. 2. GTS-Kurve 15/71, aufgenommen im Vorries bei Kerkingen. GTS-Kurve 1/74, aufgenommen auf einer E-W-gerichteten AB-Linie mit der MN-Mitte in unmittelbarer Nähe der FBN 73.

Unter den Meßkurven die mit EDV gewonnenen Widerstandsprofile zu den beiden Meßkurven.

GTS-curve 15/71, measured in Vorries near Kerkingen. GTS-curve 1/74, measured in E-W direction. The midpoint is situated next to borehole FBN 73. The computed resistivity profiles for the two measured curves are at the bottom of the graph.

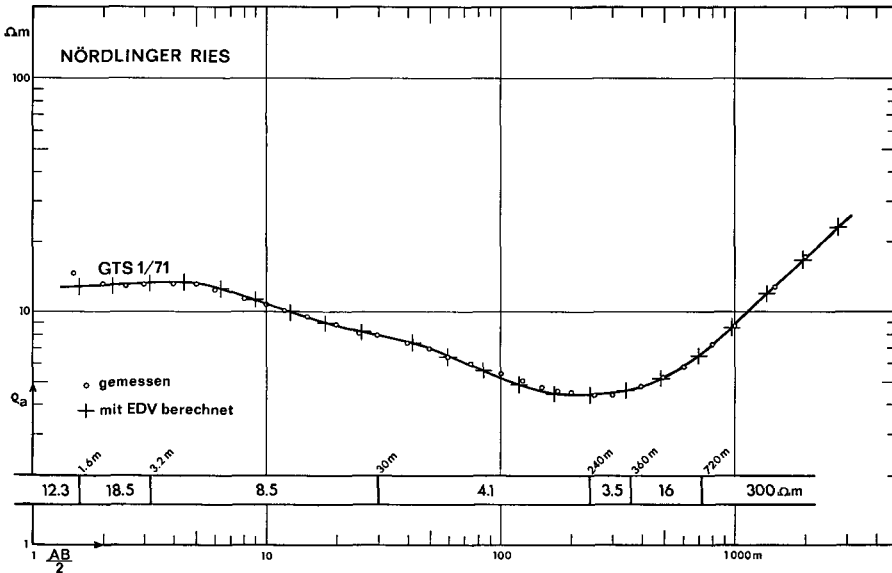
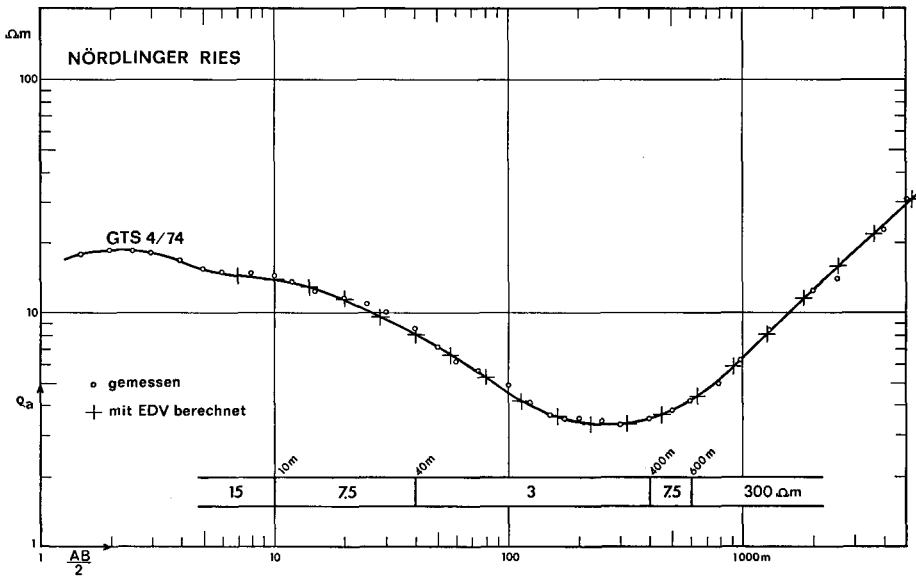


Abb. 3a (oben). GTS-Kurve 4/74, aufgenommen bei Pfäfflingen mit Widerstandsprofil, das mit EDV gewonnen wurde.

GTS-curve 4/74, measured near Pfäfflingen, with a computed resistivity profile.

Abb. 3b (unten). GTS-Kurve 1/71, aufgenommen zwischen Munningen und Wechingen auf einer N-S-gerichteten 10 km langen AB-Linie parallel zur Wörnitz. Darunter Widerstandsprofil, das mit EDV gewonnen wurde.

GTS-curve 1/71, measured between Munningen and Wechingen. The A-B line with a maximum spacing of 10 km running N-S parallel to the river Wörnitz. Below the curve the computed resistivity profile is shown.

Die GTS 4/74 liegt etwa im Zentrum des Ries-Kraters und erreichte eine maximale AB-Auslage von 10 km. Aus dem Verlauf der Sondierungskurve (Abb. 3 a) läßt sich der wahre Widerstand des Liegenden gut bestimmen ($300 \Omega \cdot m$). Die niederohmige Schicht von $3 \Omega \cdot m$, die den See-Sedimenten entspricht, ist hier besonders mächtig (bis 400 m). Mit der Sondierungskurve steht ferner die Annahme einer rund 200 m mächtigen Zwischenschicht von $7,5 \Omega \cdot m$ im Einklang.

Die Sondierungskurve GTS 1/71 (Abb. 3 b) wurde längs der Wörnitz gemessen. Das Minimum der Sondierungskurve läßt sich nur durch eine Folge von niederohmigen Schichten erklären. Die in dieser Folge ermittelte Schicht von $3,5 \Omega \cdot m$ hat ihre Basis bei 360 m, die darunterliegende Zwischenschicht mit $16 \Omega \cdot m$ hat ihre Basis bei 720 m.

Die Ergebnisse der Interpretation aller GTS auf dem über den Bohrpunkt der FBN 73 verlaufenden Ost-West-Profil sind in dem 5fach überhöhten Vertikalschnitt in Abb. 4 dargestellt. Durch ein schwarzes Dreieck ist jeweils die Lage der Sondierungsstelle vermerkt; die Länge der Vertikallinie deutet die ungefähre Aufschlußtiefe an (AB/3). Die zwischen den Schichtgrenzen angegebenen Zahlen geben in $\Omega \cdot m$ die spez. Widerstände der Schichten wieder.

Es ist naheliegend, die Schichten mit Widerständen im Bereich $3\text{--}4,2 \Omega \cdot m$ der Seetonfolge zuzuordnen, wie dies auch ENGELHARD (1971) und ERNSTSON (1974) getan haben. Diese reichen bei der FBN bis 256 m, womit eine Tiefe ange- troffen ist, welche durchaus mit dem Ergebnis der GTS 1/74 in Einklang zu bringen ist. Eine zwanglose Interpretation der Sondierungskurven ohne Berücksichtigung der Bohrergebnisse führt jedoch zu einer größeren Mächtigkeit der niederohmigen See-Sedimente als aufgrund der Seismik von REICH (1955) (vgl. ANGEN-

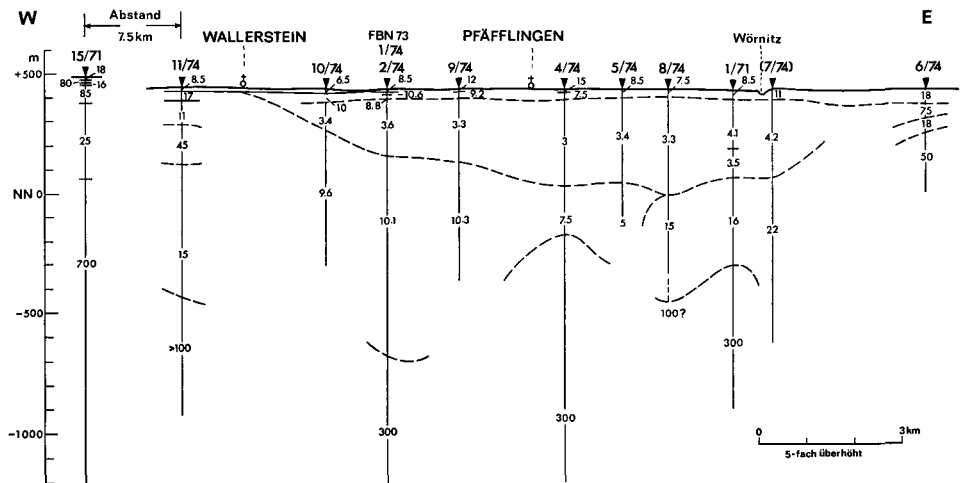


Abb. 4. Vertikalschnitt durch das Ries. Verlauf des Profils siehe Abb. 1. Die Zahlen geben den wahren spez. Widerstand der Schichten an, wie sie nach EDV-Interpretation gewonnen wurden.

Vertical section of the Ries. The course of the profile is seen in Fig. 1. The computed true resistivities of the different layers are given at each measuring point.

HEISTER u. POHL 1969) erwartet wird. Die Gründe einer möglichen Mächtigtkeitsvergrößerung sollen unten diskutiert werden.

In dem Schichtpaket unter der Seetonfolge sind von GTS 10/74 bis GTS 7/74 Widerstandswerte zwischen 5 und $22 \Omega \cdot m$ festgestellt worden. Ähnliche Widerstände wurden auch von ENGELHARD (1971) unter der Seetonfolge beobachtet und erscheinen bei ihm als Endwiderstände seiner Sondierungskurven. Neu ist, daß durch die hier diskutierten GTS die erheblich tiefer liegende Grenzschicht zu einer Gesteinsserie mit höheren Widerständen erfaßt werden konnte. Diese liegt bei den Messungen GTS 1/74, 4/74 und 1/71 möglicherweise bei ca. 1100 m, 600 m bzw. 700 m. Das gesamte Schichtpaket muß die tiefer liegenden Postimpaktsedimente, die Suevit-Folge sowie die stärker und weniger stark zerrütteten kristallinen Gesteine im Liegenden umfassen.

Die Widerstandsfolgen an den Meßstellen 6/74 und 11/74 sind stark inhomogen und zeigen keine niederohmige Schicht, die für Seetone sprechen würde. Die Inhomogenität wird von ENGELHARD u. HANSEL (1976) als das hervorstechende Merkmal der Schichten des „inneren Walls“ angesehen. Die bei der GTS 11/74 in rund 900 m Tiefe einsetzenden hohen Widerstände sprechen für die Annahme, daß dort das weniger zerrüttete Kristallin einsetzt.

3. Berechnung einer Modellkurve aus Widerstandsmessungen in der FBN 73

Die in der FBN 73 ausgeführten Bohrlochmessungen des spez. elektrischen Widerstandes erlauben einerseits eine weitergehende Analyse der Oberflächenmessungen, andererseits werden gerade durch die beim Vergleich der Ergebnisse der GTS mit den Bohrlochmessungen offensichtlich werdenden Widersprüche weitere Fragen aufgeworfen, die z. Z. noch nicht beantwortet werden können. Da von ERNSTSON (1974 b) aus dem Bohrlochdiagramm des Laterolog eine Sondierungskurve nur qualitativ abgeleitet wurde, soll hier eine rechnerische Ableitung versucht werden. Dazu werden Überlegungen herangezogen, die auf MAILLET (1949) beruhen (vgl. auch FLATHE u. HOMILIUS 1972). Danach werden aus dem Widerstandsdiagramm der FBN 73 die spez. Widerstände $\rho_1, \rho_2, \dots, \rho_k$ möglichst vieler, widerstandsmäßig unterscheidbarer Schichten mit den Mächtigkeiten m_1, m_2, \dots, m_k bestimmt. Geeignet erscheinende Schichtenfolgen i mit der Gesamtmächtigkeit h_i werden zusammengefaßt und dafür der spez. Querwiderstand (= transversaler spez. Widerstand, senkrecht zur Schichtung gemessen)

$$\rho_t^i = \frac{1}{h_i} \sum_k m_k^i \rho_k^i \quad (h_i = \sum_k m_k^i) \quad (1)$$

sowie die spez. Längsleitfähigkeit (parallel zur Schichtung gemessen)

$$\frac{1}{\rho_L^i} = \frac{1}{h_i} \sum_k \frac{m_k^i}{\rho_k^L} \quad (2)$$

bestimmt. Die nach Formel (2) berechneten Werte der spez. Längswiderstände von 19 geeignet zusammengefaßten Schichten sind als Profil a in Abb. 5 wiedergegeben.

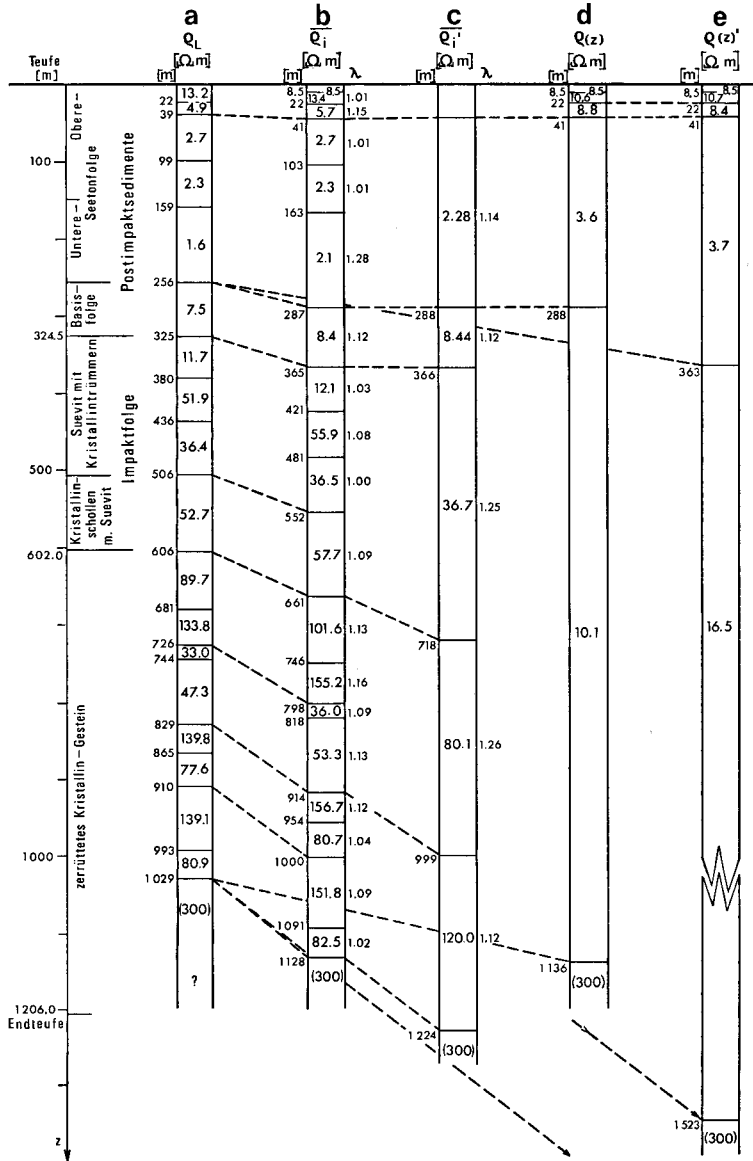


Abb. 5. Widerstandsprofile aus Bohrlochdaten der FBN 73 und der GTS 1/74. Profil a: Längswiderstände zusammengefaßter Schichten nach dem Laterolog der FBN 73. Profil b: Aus Profil a nach Formel (3) abgeleitetes Widerstandsprofil. Profil c: Aus Profil b durch Zusammenfassung von Schichten abgeleitetes Widerstandsprofil. Profil d: Widerstandsprofil, gewonnen durch direkte Interpretation der GTS-Kurve 1/74 bei Festhalten der oberen 4 Schichtgrenzen. Profil e: Widerstandsprofil, gewonnen durch direkte Interpretation der GTS-Kurve 1/74 bei Festhalten der oberen 3 Schichtgrenzen.

Resistivity profiles according to borehole measurement FBN 73 and geoelectrical investigation GTS 1/74. Profile a: Horizontal resistances of combined layers according to the laterolog from FBN 73. Profile b: Resistivity profile taken from profile a, computed by formula (3). Profile c: Resistivity profile made by combination of several layers in profile b. Profile d: Resistivity profile computed by direkt interpretation of the GTS-curve 1/74 using fixed boundaries for the top 4 layers. Profile e: Resistivity profile computed by direkt interpretation of the GTS-curve 1/74 using fixed boundaries for the top 3 layers.

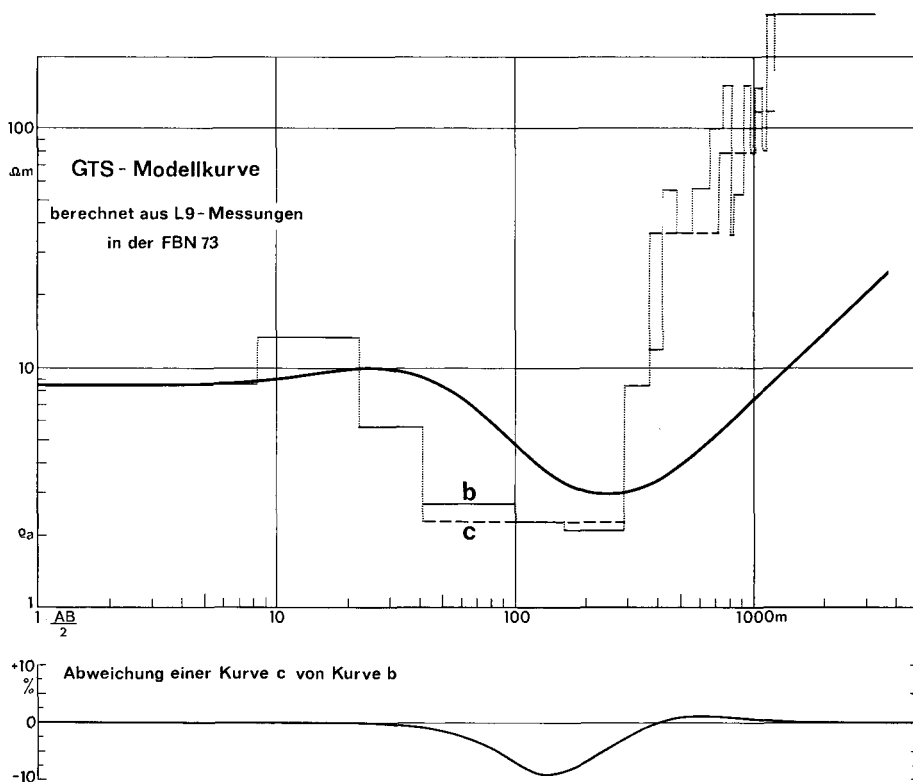


Abb. 6. Modellkurve für eine GTS, die aus L9-Daten der FBN 73 gemäß Schichtprofil b in Abb. 5 berechnet wurde. Eingetragen sind außerdem im log. Maßstab die Schichtprofile b und c aus Abb. 5 als Stufendiagramme. Unten: Relative Abweichung von der Modellkurve, wenn statt des Schichtprofils b das Schichtprofil c zugrundegelegt wird.

Theoretical curve for a GTS, computed from L9-data from FBN 73 as shown in the layer profile b in fig. 5. In addition the layer profiles b and c given in fig. 5 are shown here in log. scale as a step diagram. Below: Relativ deviation of the theoretical curve if layer profile c is used instead of b.

Für den bei einer Oberflächenmessung gewonnenen scheinbaren Widerstand ϱ_a ist nicht allein der Längswiderstand maßgebend, sondern vielmehr der Ersatzwiderstand $\bar{\varrho}$ des um einen Anisotropiefaktor λ in transversaler Richtung ausgedehnten homogenen Ersatzkörpers. Der Ersatzwiderstand $\bar{\varrho}_i$ der i-ten Schicht ist das geometrische Mittel der Widerstände nach (1) und (2), also

$$\bar{\varrho}_i = \sqrt{\varrho_t^i \varrho_L^i} \tag{3}$$

Die Wurzel aus den Quotienten der Widerstände in vertikaler und horizontaler Richtung der Schichtfolge i ergibt den Anisotropiekoeffizienten

$$\lambda_i = \sqrt{\varrho_t^i / \varrho_L^i} \tag{4}$$

Berechnet man aus den Daten des Bohrlochdiagramms die $\bar{\varrho}_i$ -Werte, so erhält man Profil b in Abb. 5. Dieses kann zur Berechnung einer GTS-Modellkurve dienen.

Bei Profil b sind 20 Schichten berücksichtigt worden, wobei die obersten 10 m, wo keine Laterolog-Registrierung vorliegt, angepaßt wurden. Gleichfalls wurde für die letzte Schicht der Wert $300 \Omega \cdot m$ gesetzt, der sich zwanglos als Endwiderstand bei den GTS mit den größten AB-Auslagen im Krater ergab. Die berechnete Modellkurve in Abb. 6 zeigt einen Verlauf, der demjenigen der Sondierungskurve GTS 1/74 ähnlich ist, jedoch ein ausgeprägteres Minimum und einen schärferen Anstieg bei großen AB-Werten aufweist.

Ohne starken Einfluß auf die Form der Modellkurve bleibt eine Feingliederung der Schichten, insbesondere im Anstieg der Kurve. Wenn man nämlich die 3 Schichten, die im wesentlichen das Kurvenminimum bestimmen, und die 13 Schichten, die im Kurvenanstieg liegen, zusammenfaßt (Profil c in Abb. 5), so ist nur im Minimum eine 10 %ige, mithin meßbare Modifikation der Modellkurve zu erwarten. Dies geht aus dem Abweichungsdiagramm in Abb. 6 unten hervor. Da das Minimum durch die See-Sedimente geprägt wird und in diesem Kurvenabschnitt meßbare Änderungen der Modellkurve beobachtet werden, darf man daraus schließen, daß ein differenzierter Widerstandsaufbau innerhalb der See-Sedimente in gewissen Grenzen auch durch Oberflächenmessungen beobachtet werden kann.

Das oben beschriebene Vorgehen, um eine GTS-Modellkurve aus Bohrlochmeßdaten zu gewinnen, kann nur die sog. Makroanisotropie berücksichtigen, d. h. einen Wechsel in der Leitfähigkeit der Schichten, die das Bohrlochdiagramm auflöst. Durch Zusammenfassung zu Schichtfolgen mit den Widerständen $\bar{\varrho}_i$ erscheinen die wahren Mächtigkeiten dieser Folgen um den Anisotropiefaktor λ_i „aufgebläht“. So ist es zu verstehen, daß rein rechnerisch die Basis der niederohmigen See-Sedimente in einer GTS-Messung bei 288 m statt bei 256 m liegt, mithin die Mächtigkeit um den Faktor 1,14 vergrößert erscheint. Dies dürfte eine der Ursachen sein, weshalb die durch geoelektrische Tiefensondierungen ermittelten Seeton-Mächtigkeiten größer sind als die seismisch ermittelten.

4. Vergleich der am Bohrloch gemessenen GTS-Kurve mit der Modellkurve aus Bohrlochdaten

Wenn man die GTS-Meßkurve 1/74 mit Berücksichtigung des Bohrergebnisses interpretiert, sollte nach Möglichkeit die bekannte Basis der niederohmigen Seetonfolge in die Deutung eingehen. Ein Programm zur direkten Interpretation von Sondierungskurven nach Schlumberger (DENNERT 1976) wurde benutzt, das derartige Nebenbedingungen zu berücksichtigen gestattet. Beim Festhalten der Teufen 8,5 m, 22 m, 41 m und 288 m (also korrigiert um die Makroanisotropie) lieferte die Rechnung das Profil d in Abb. 5. Die zugehörige Modellkurve in Abb. 7 weicht im Mittel um weniger als 2 % von der Meßkurve ab. Die wahren Gesteinswiderstände sind im Modell als Stufendiagramm eingetragen, weiterhin ist in Abb. 2 dieses Profil unter der Meßkurve GTS 1/74 vermerkt.

Der Vergleich der Widerstandswerte der See-Sedimente, einmal mit $2,28 \Omega \cdot m$ gewonnen aus den Bohrlochdaten, zum andern mit $3,6 \Omega \cdot m$ gewonnen aus der Interpretation der Oberflächenmessung, gibt die seltene Möglichkeit, die Mi-

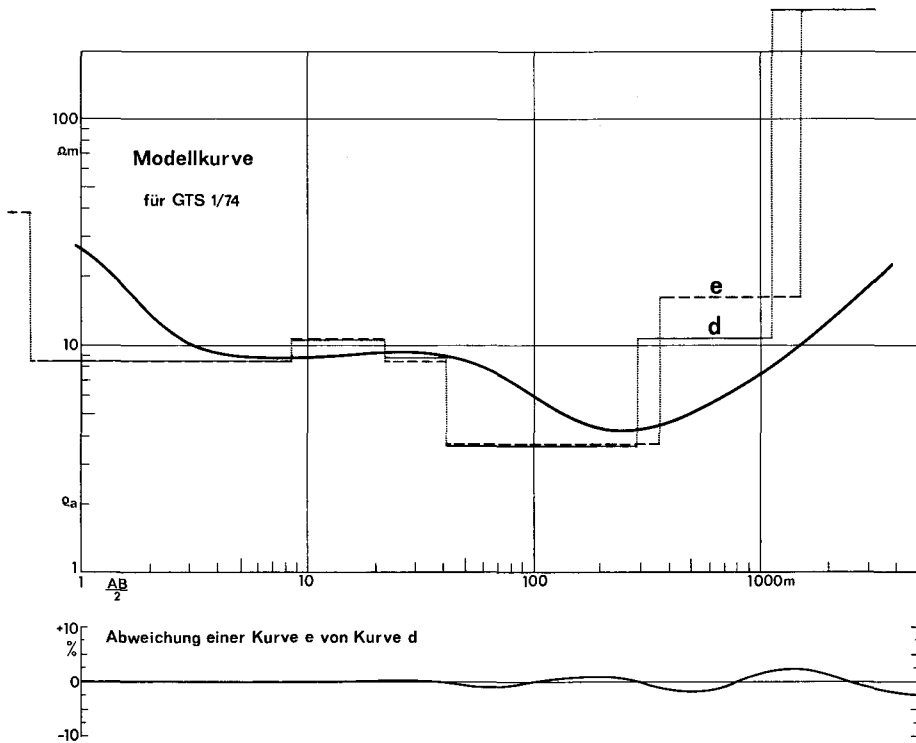


Abb. 7. Modellkurve mit dem Schichtprofil d nach Abb. 5, gewonnen aus der direkten Interpretation der GTS-Meßkurve 1/74. Eingetragen sind außerdem im log. Maßstab die Schichtprofile d und e aus Abb. 5 als Stufendiagramme. Unten: Relative Abweichung von der Modellkurve, wenn statt des Schichtprofils d das Schichtprofil e zugrundegelegt wird.

Theoretical curve computed by direct fitting to the measured GTS-curve 1/74. In addition the layer profiles d and e given in fig. 5 are shown here in log. scale as a step diagram. Below: Relative deviation of the theoretical curve if layer profile e is used instead of d.

kroanisotropie Θ dieses Schichtpaketes abzuschätzen. Die Mikroanisotropie ist in diesem Fall (vgl. Formel [2] bei FLATHE u. HOMILIUS 1972) direkt das Verhältnis des spez. Widerstandes aus der Oberflächenmessung zum spez. Widerstand aus der Bohrlochmessung, also

$$\Theta = 3,6/2,28 = 1,6.$$

Dieser Wert ist eher zu niedrig als zu hoch anzusehen, wie aus einem Vergleich mit den an Proben gewonnenen Meßwerten der Mikroanisotropie nach ERNSTSON (1974 b) hervorgeht.

Unter der Seetonfolge ergibt die Interpretation eine nicht näher auflösbare Schicht mit einem Widerstand von $10,1 \Omega \cdot m$; dieser Widerstand ist im Vergleich zu den Werten aus dem Bohrlochdiagramm überraschend niedrig. Die Schicht umfaßt die tiefer liegenden Postimpaktsedimente, die Suevit-Folge und die darunter liegenden zerrütteten Kristallinmassen. Ihre Basis liegt bei rund 1100 m und entspricht (offenbar zufällig) der Tiefe der FBN 73. Diese Schicht ist auch in den

übrigen Messungen im Kraterbereich vorhanden und deutet sich ebenfalls bei den (kürzeren) Oberflächenmessungen von ERNSTSON (1974 a) und ENGELHARD (1971) an.

Daß es sich hierbei nicht um eine Scheinschicht handelt, die hervorgerufen wird durch die linsenförmige Decke der niederohmigen Seetonfolge, kann man an Hand von Modellkurven beweisen. Modellkurven, die für elliptisch geformte Täler berechnet worden sind (MUNDRY u. HOMILIUS 1972), lassen sich auf diesen Fall qualitativ übertragen: Eine Sondierungskurve, gemessen auf einer linsenförmigen Deckschicht, würde den Wechsel von der niederohmigen Deckschicht zum hochohmigen Liegenden nicht durch abgeschwächten Anstieg, sondern durch übersteilen Anstieg der Meßkurve bei großen Elektrodenabständen AB anzeigen (vgl. Fig. 9 der dortigen Arbeit).

Eine Erklärung für die relativ niedrigen Widerstände der Impakt-Folge und des zerrütteten Kristallins kann einmal in der guten Leitfähigkeit des Suevits, zum andern in der Klüftigkeit der Kristallinmassen zu suchen sein, wobei die Klüfte mit Porenwässern niedrigen Widerstandes oder sonstigem niederohmigen Material ausgefüllt sein müssen. Nach GUDDEN (s. ds. Bd.) werden Mineralwässerzuflüsse mit einem Feststoffgehalt von 2248 mg/l im Kristallin festgestellt.

Die bei der Interpretation d gefundene Basis für die Schicht unter den See-Sedimenten und ihr spez. Widerstand liegen nicht fest, sondern erlauben im Rahmen äquivalenter Deutung eine gewisse Variation. Die Meßkurve GTS 1/74 ist nochmals interpretiert worden, und dabei sind lediglich die ersten drei Schicht-teufen 8,5, 22 m und 41 m festgehalten worden. Ein solches Modell e in Abb. 5 bzw. Abb. 7 ist zur Interpretation d äquivalent, wenn die Schichtwiderstände etwas angehoben und die Schichtbasis tiefer gelegt werden. Danach könnte sich die Veränderung des Untergrundes durch das Ries-Ereignis, die sich im elektrischen Widerstand äußert, bis auf Tiefen von rund 1500 m erstrecken.

5. Schlußbemerkung

5.1. Die Tiefensondierungen zeigen eine markante Veränderung des spez. elektrischen Widerstandes des Kristallins vom Vorries zum Ries hin. Die Basis des zerrütteten Kristallins muß an der FBN 73 aufgrund der Geoelektrik in einer Tiefe zwischen 1100 m und 1500 m unter Gelände angenommen werden. Eine genauere Teufenangabe ist wegen des geoelektrischen Äquivalenz-Prinzips nicht möglich.

5.2. Die durch Tiefensondierungen ermittelten spez. Widerstände des Suevits und zerrütteten Kristallins unter der Seetonfolge sind überraschend niedrig ($5-15 \Omega \cdot m$, im weiteren Bereich bis $22 \Omega \cdot m$). Diese niedrigen Werte stehen im Widerspruch zu den Laterolog-Werten im Bohrloch der FBN 73 und lassen daran zweifeln, daß die Laterolog-Werte repräsentativ für die weitere Umgebung des Bohrloches sind. Ursache kann die hohe Salinität des Porenwassers im zerrütteten Kristallin sein. Ein Lateral-Effekt (linsenförmige Gestalt der Seetonsedimente) scheidet als Ursache aus.

5.3. Die durch Oberflächenmessungen ermittelten spez. Widerstände der Seetonfolge ($3-4,2 \Omega \cdot m$) sind höher als die in diesem Bohrabschnitt ermittelten Laterolog-Werte ($1-3 \Omega \cdot m$). Diese Verschiebung ist sicher in der starken Anisotropie zu sehen. Die aus dem Laterolog-Diagramm berechenbare Makroanisotropie beträgt 1,14. Der Vergleich der von der Oberfläche her und der im Bohrloch gemessene Widerstand der Seetonfolge erlaubt eine Abschätzung der Mikroanisotropie zu 1,6. Diese starke Anisotropie führt dazu, daß die mittels Interpretation von Oberflächenmessungen gewonnenen „Mächtigkeiten“ der Seetonfolge größer sind als in Natur.

6. Literatur

- ANGENHEISTER, G. u. POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries von 1948—1949. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 304—326, München 1969.
- BLOHM, E.-K.: Die Methode der geoelektrischen Tiefensondierungen mit großen Elektrodenentfernungen. — Diss. TU Clausthal, 70 S., 37 Abb., Clausthal 1972.
- DENNERT, U.: Ein Programm zur direkten Interpretation geol. Sondierungskurven nach Schlumberger für einen parallel geschichteten Untergrund. — Unveröff. Manuskript, Nieders. L.-Amt f. Bodenforsch., Hannover 1976.
- ENGELHARD, L.: Geoelektrische und magnetische Messungen im Nördlinger Ries. — *Z. Geophys.*, 37, S. 667—678, Würzburg 1971.
- ENGELHARD, L. u. HANSEL, J.: Ein Beitrag zur Erkundung der Struktur des Nördlinger Rieses auf Grund geoelektrischer Schlumberger-Sondierungen. — *Abh. Braunsch. Wiss. Ges.*, 26, S. 1—19, Göttingen 1976.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Einige Kommentare zu den bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 81—90, München 1974.
- ERNSTSON, K.: The Structure of the Ries Crater from Geoelectric Depth Soundings. — *J. Geophys.*, 40, S. 639—659, Berlin 1974. — [1974 a].
— Untersuchungen zur elektrischen Leitfähigkeit in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 91—98, München 1974. — [1974 b].
- FLATHE, H. u. HOMILIUS, J.: Erkundung von Salzvorkommen und Soleaufstiegsgebieten mit der geoelektrischen Widerstandsmethode. — *Geol. Jb.*, 90, S. 265—282, Hannover 1972.
- MAILLET, R.: The Fundamental Equation of Electrical Prospecting. — *Geophysics*, 12, p. 529—556, Tulsa 1947.
- MUNDRY, E. u. HOMILIUS, J.: Resistivity measurements in valleys with elliptic cross-section. — *Geophys. Prosp.*, 20, p. 341—362, Den Haag 1972.
- SCHMIDT-KALER, H.: Versuch einer Profildarstellung für das Ries-Zentrum vor der Kraterbildung. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 38—40, München 1969.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 11. 10. 1976.

Zur Verteilung der elektrischen Leitfähigkeit im Ries, ermittelt aus Magneto-Tellurik-Messungen

Von VOLKER HAAK, ALFRED BERKTOLD, HERIBERT WIESNER, KLAUS KNÖDEL
und HELMUT RODEMANN

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Das Institut für Geophysik und Meteorologie der Technischen Universität Braunschweig und das Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Universität München haben in getrennten Aktionen an verschiedenen Orten im Bereich des Ries die zeitlichen Variationen des erdelektrischen und erdmagnetischen Feldes registriert. Es ergab sich hierbei, daß die Verteilung der Vorzugsrichtungen des erdelektrischen Feldes deutlich die lateralen Begrenzungen der See-Sedimente erkennen läßt. Aus den Registrierungen wurde außerdem die Variation des scheinbaren spezifischen Widerstandes und der Phasen-Differenz zwischen elektrischem und magnetischem Feld als Funktion der Periode von $T = 10$ bis $T = 1000$ s berechnet. Aus diesen „Meßkurven“ wurde mit Hilfe eines Inversions-Verfahrens direkt der spezifische Widerstand als Funktion der Teufe berechnet. Für die Station in der Riesmitte ergab sich für die obere Schicht eine Mächtigkeit von 350 m mit einem spezifischen Widerstand von $1 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$, während der tiefere Untergrund einen höheren spezifischen Widerstand von mindestens $300 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ hat.

Summary

The Institute of Geophysics and Meteorology of the Technical University Braunschweig and the Institute of General and Applied Geophysics of the University of Munich have measured the time-varying electric and magnetic field at several sites in the Ries region. One of the results was the distribution of the preference directions of the electric field displaying clearly the boundary of the well-conducting lake-deposits. The apparent resistivities on two profiles crossing the Ries structure were calculated for periods from 10 to 1000 s. The apparent resistivity at the site in the center of the Ries has been used to calculate directly the resistivity as a function of depth. The result was an upper layer with a resistivity of $1 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$ and a thickness of 350 m above a substratum of higher resistivity of at least $300 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$.

1. Einleitung

Die Magnetotellurik ist eine Methode der Geophysik, mit der man die Verteilung des elektrischen spezifischen Widerstandes des Untergrundes bestimmen kann. Hierzu werden die zeitlichen Variationen des natürlichen erdelektrischen und erdmagnetischen Feldes im Periodenbereich von 10 s bis 10^4 s über mehrere Tage registriert. Magneto-Tellurik-Messungen im Bereich des Ries werden seit

Anschriften der Verfasser: Dr. VOLKER HAAK, Dr. ALFRED BERKTOLD und Dipl.-Geophys. HERIBERT WIESNER; Institut für Allgemeine und Angewandte Geophysik, Theresienstr. 41, D-8000 München 2; Dr. KLAUS KNÖDEL, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Stilleweg 2, 3000 Hannover 51; Dipl.-Phys. HELMUT RODEMANN, Institut für Geophysik und Meteorologie, Mendelssohnstr. 1, 3300 Braunschweig.

mehreren Jahren betrieben: Eine Arbeitsgruppe des Instituts für Geophysik und Meteorologie der Technischen Universität Braunschweig hat 1973 an mehreren Orten registriert. Die Arbeitsgruppe des Instituts für Allgemeine und Angewandte Geophysik der Ludwig-Maximilians-Universität München hat erstmals in den Jahren 1965/66 und dann im Jahre 1973 an mehreren Stationen registriert.

2. Ergebnisse

Eine auffallende Eigenschaft ist die Vorzugsrichtung, die die registrierten elektrischen Wechselströme haben. Die Vorzugsrichtung ist jene Richtung, in der die zeitlich sich ändernden elektrischen Ströme im Mittel über viele Schwingungen die größte Intensität erreichen. Im allgemeinen versucht jeder elektrische Strom von schlecht-leitenden Gebieten in besser-leitende Gebiete auszuweichen. Dies kann man an den im Meßgebiet in der Umgebung des Rieses bestimmten Vorzugsrichtungen auch erkennen (Abb. 1). Die Vorzugsrichtungen sind etwa NS gerichtet (die elektrischen Ströme fließen zur hoch-leitfähigen Bayerischen Molasse). Die Seetone des Ries sind gegenüber der Umgebung ebenfalls sehr hoch-leitfähig und ziehen deshalb die Ströme zu sich heran. Das ergibt eine Drehung der Vorzugsrichtung.

Dies wird besonders an den beiden benachbarten Stationen am NW-Rand des Rieses deutlich. Im Innern des Ries sollten der Theorie nach die Vorzugsrichtungen wieder parallel zu den Vorzugsrichtungen im ungestörten Außenraum sein. Die Abweichungen deuten auf eine wechselnde Mächtigkeit der Seetone hin. Tatsächlich ist nicht die elektrische Leitfähigkeit alleine für die Vorzugsrichtung verantwortlich, sondern das Produkt: Leitfähigkeit mal Mächtigkeit (= „Integrierte Leitfähigkeit“, in der Einheit Ω^{-1}).

Eine andere Größe, die man direkt den Registrierungen entnehmen kann, ist der scheinbare spezifische Widerstand. Es ist noch nicht der gesuchte wahre spezifische Widerstand des Untergrundes. Der scheinbare spezifische Widerstand ist eine Funktion der Periode. Es ist eine fundamentale Erkenntnis, daß die vom Magnetfeld der Ionosphäre induzierten Wechselströme um so tiefer in den Untergrund eindringen, je länger ihre Periode ist. Der scheinbare spezifische Widerstand für die Periode $T = 10$ s gibt etwa den mittleren Wert für den wahren spezifischen Widerstand des oberen Kilometers an; dagegen ist der scheinbare spezifische Widerstand für die Periode $T = 1000$ s etwa gleich dem Mittelwert des wahren spezifischen Widerstandes über die oberen 10 km. In Abb. 2 ist der scheinbare spezifische Widerstand für die Periode $T = 100$ s angegeben, was einem mittleren Wert des wahren spezifischen Widerstandes über die ersten oberen km entspricht. Im Außenraum ist der scheinbare spezifische Widerstand für diese Periode etwa $2000 \Omega \cdot m$, im Innern des Rieses etwa $40 \Omega \cdot m$. Die Ergebnisse beider Arbeitsgruppen stimmen recht gut miteinander überein.

Die unter den Meßkurven Abb. 2 eingetragenen Profil-Querschnitte geben die Mächtigkeit der hoch-leitfähigen Seetone an, wie sie ERNSTSON (1974) und ENGELHARDT et al. (1976) mit der geoelektrischen Tiefensondierung bestimmt haben. Diese Mächtigkeiten lassen sich auch direkt aus der lateralen Variation des scheinbaren spezifischen Widerstandes ableiten. Hierzu muß man allerdings voraussetzen, daß der gesamte elektrische Strom, der in der Deckschicht mit der Dicke

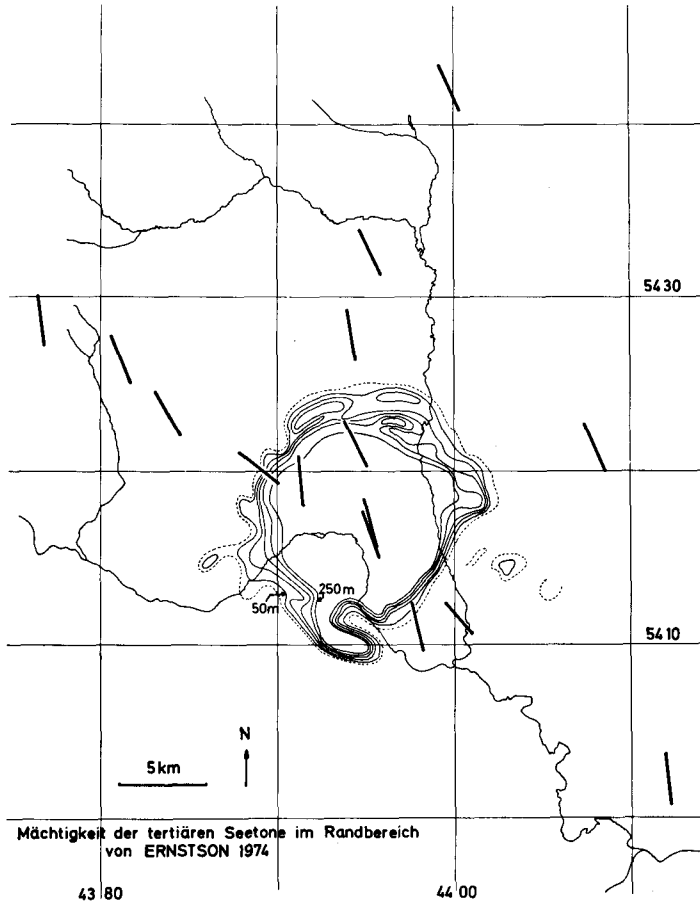


Abb. 1. Meßorte der Magneto-Tellurik im Bereich des Rieses: In den Jahren 1965/66 und 1973 wurden an den durch einen Strich markierten Orten (Meßort in Strichmitte) Magneto-Tellurik-Messungen gemacht. Die Strich-Richtung gibt die Vorzugsrichtung der natürlichen elektrischen Wechselströme im Untergrund am jeweiligen Meßort an.

Sites in the Ries area where the time varying electric and magnetic fields have been measured (center of individual bar). The direction of the bars represents the preference direction of the electric field at the individual site.

d_{aussen} fließt, auch in der Deckschicht im Ries [d_{Ries}] fließt). Dann folgt aus dem verallgemeinerten Ohm'schen Gesetz, integriert über die beiden Deckschichten:

$$d_{\text{Ries}} = \varrho_{\text{Ries}} \cdot \frac{d_{\text{aussen}}}{\varrho_{\text{aussen}}} \cdot \sqrt{\frac{\varrho_{s, \text{aussen}}}{\varrho_{s, \text{Ries}}}}$$

Setzt man als plausible Werte für den spezifischen Widerstand der See-Sedimente $\varrho_{\text{Ries}} = 2 \Omega \cdot \text{m}$, für $d_{\text{aussen}} = 500 \text{ m}$, und für $\varrho_{\text{aussen}} = 20 \Omega \cdot \text{m}$, so folgt aus den mit der Magneto-Tellurik bestimmten Werten $\varrho_{s, \text{aussen}} = 2000 \Omega \cdot \text{m}$ und $\varrho_{s, \text{Ries}} = 40 \Omega \cdot \text{m}$ schließlich als Mächtigkeit der gutleitenden Sedimente im Ries: $d_{\text{Ries}} = 350 \text{ m}$.

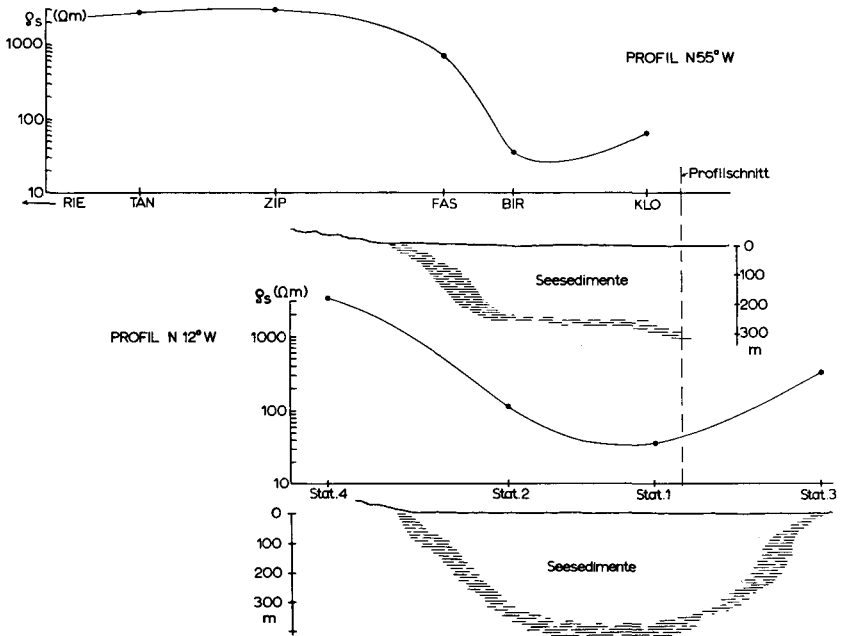


Abb. 2. Variation des scheinbaren spezifischen Widerstandes ρ_s für die Periode $T = 100$ sec, oben längs des Profiles $N55^\circ W$ (Münchener Arbeitsgruppe) und unten längs des Profiles $N12^\circ W$ (Braunschweiger Arbeitsgruppe).

Variation of the apparent resistivity for the period $T = 100$ sec, upper part along the profile $N55^\circ W$ (measured by the working group of the university München), lower part along the profile $N12^\circ W$ (measured by the working group of the Technical university Braunschweig).

Dieser Wert stimmt mit der Mächtigkeit der Seetone im Riesmittelpunkt recht gut überein, doch dürfte die oben genannte Voraussetzung nicht streng erfüllt sein: Die Vorzugsrichtungen am Riesrand zeigen, daß sich die elektrischen Ströme im Ries konzentrieren und damit der elektrische Strom im Ries stärker ist als im Außenraum. Eliminiert man diesen Konzentrations-Effekt nachträglich, so wird der scheinbare spezifische Widerstand im Ries kleiner. Nach der oben angegebenen Beziehung wird bei einer Verkleinerung von $\rho_{s, \text{Ries}}$ die Mächtigkeit d_{Ries} wachsen. Wenn auch hier dieser Effekt noch nicht quantitativ berechnet wurde, so folgt doch, daß die oben bestimmte Mächtigkeit der gutleitenden Deckschicht von 350 m eher zu gering ist. Es kann deshalb nicht ausgeschlossen werden, daß unter den gutleitenden See-Sedimenten noch weitere gutleitende Schichten folgen.

Die Magneto-Tellurik bietet im Prinzip auch die Möglichkeit, aus dem gemessenen scheinbaren spezifischen Widerstand als Funktion der Periode den wahren spezifischen Widerstand als Funktion der Tiefe zu berechnen. Doch ist auch diese Interpretations-Methode an Voraussetzungen gebunden. Eine wichtige Voraussetzung ist, daß der scheinbare spezifische Widerstand sich lateral nicht ändern darf. Diese Voraussetzung ist aber gerade im Gebiet des Ries nicht erfüllt. Es sind deshalb in den letzten Jahren auch Interpretations-Theorien entwickelt worden, die solche lateralen Änderungen des spezifischen Widerstandes berücksichtigen. Solche Interpretations-Methoden sind tatsächlich auf die Magneto-Tellurik-Daten vom

Ries angewandt worden. Doch sind bisher noch keine befriedigenden Ergebnisse erzielt worden. Man kann aus diesen Rechnungen jedoch folgern, daß eine einfachere Interpretations-Methode auf die Magneto-Tellurik-Daten von der Station im Ries-Mittelpunkt angewendet werden darf, da die Begrenzungen der gutleitenden Seetone von dieser Station hinreichend weit entfernt liegen. Diese einfache Interpretations-Methode ist vor kurzer Zeit entwickelt worden (SCHMUCKER 1974) und wurde am Institut in München für den Großrechner TR 440 am Leibniz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften programmiert. Mit dieser Interpretations-Methode kann man aus den Meßdaten den wahren spezifischen Widerstand als Funktion der Tiefe direkt berechnen. Da an der Station in der Ries-Mitte eine Vorzugsrichtung deutlich ausgeprägt ist, also laterale Änderungen des spezifischen Widerstandes auch an dieser Station wirksam sind (verursacht durch die Großstruktur Schwäbisch-Fränkischer Jura), ist kein eindeutiges Modell zu erwarten. Es sind zwei Modelle zu erwarten, von denen eines das wahrscheinlichere ist. Beide Modelle sind in Abb. 3 angegeben.

In beiden Modellen hat die obere Schicht einen spezifischen Widerstand von etwa $1 \Omega \cdot m$ und eine Mächtigkeit von 350 m. Unterschiedlich sind dagegen die spezifischen Widerstände der darunterfolgenden Schicht: Der Wert von $300 \Omega \cdot m$ des einen Modelles ist aus hier nicht weiter diskutierten Gründen (Fall der E-Pola-

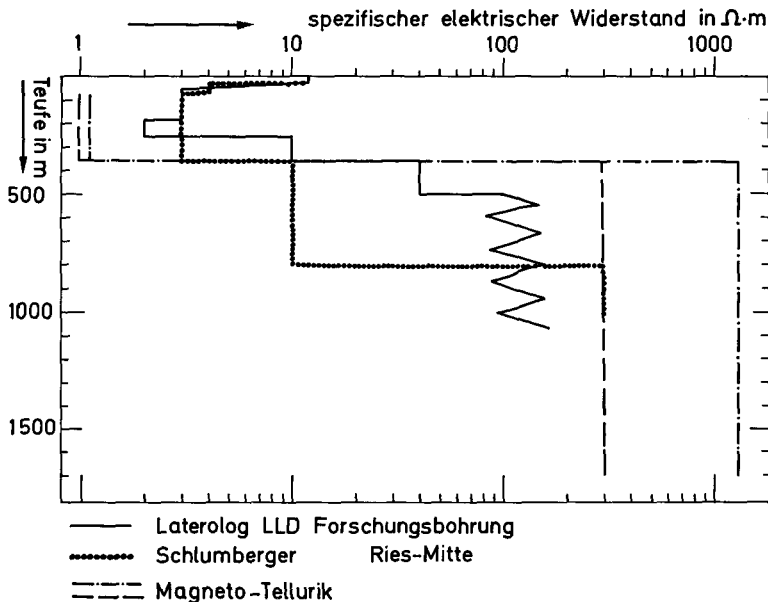


Abb. 3. Der spezifische Widerstand als Funktion der Tiefe. Es sind mehrere Ergebnisse eingetragen. Gestrichelt und strich-punktiert sind die Modelle, die aus den Messungen der Magneto-Tellurik folgen. Gepunktet ist die Interpretation der geoelektrischen Tiefensondierung an derselben Station (gemessen vom Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung). Durchgezogen ist das (gemittelte) Ergebnis aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973.

The resistivity as function of depth. Dashed and dash-dotted lines are the resistivities inferred from magnetotellurics; Dotted line is the resistivity inferred from geoelectric depth sounding (measured by the Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung); Solid lines show the resistivity from the deep-drilling Nördlingen 1973.

risation für die Großstruktur Schwäbische-Fränkische Alb) wahrscheinlicher als der Wert von $1000 \Omega \cdot m$ des anderen Modelles (Fall der H-Polarisation der Großstruktur). In etwa 15 km Tiefe wird der spezifische Widerstand wieder kleiner, was aber in der Abbildung nicht eingetragen ist. Letzteres Ergebnis stimmt mit der Interpretation an weit vom Ries gelegenen Stationen in der Alb überein, soll aber hier nicht weiter diskutiert werden. Es gibt eine gute Übereinstimmung mit der geoelektrischen Tiefensondierung für die Mächtigkeit der hoch-leitfähigen Schicht (Seetone), dagegen eine schlechtere Übereinstimmung für den tieferen Untergrund.

Strenggenommen müßten die Magneto-Tellurik-Messungen im Gebiet des Ries mit einer Methode interpretiert werden, die die 3-dimensionale Verteilung des spezifischen Widerstandes quantitativ berücksichtigt. Solche Methoden werden in neuester Zeit auch entwickelt, doch bleibt ihre Anwendung wegen der Vielzahl der variablen Parameter sehr schwerfällig. Andererseits wäre eine große Verbesserung der Ergebnisse durch die Beobachtung sehr kurzperiodischer Variationen des elektrischen und magnetischen Feldes zu erwarten. Auch hierzu sind Neuentwicklungen im Gange. Damit könnte dann z. B. die Frage beantwortet werden, ob auch mit der Magneto-Tellurik die gut-leitende Schicht unter den Seetonen bestätigt werden kann, die die geoelektrische Tiefensondierung (BLOHM et al., dieser Band) aus ihren Meßergebnissen bestimmt hat. Mit den bisher erzielten Ergebnissen der Magneto-Tellurik kann die Existenz dieser relativ mächtigen Schicht unter den Seetonen weder bestätigt noch widerlegt werden.

D a n k s a g u n g : Prof. Dr. G. ANGENHEISTER (München) und Prof. Dr. W. KERTZ (Braunschweig) haben diese Untersuchungen initiiert und stets gefördert, wofür die Autoren sich herzlich bedanken. Herrn Dr. M. BEBLO und Herrn Dipl.-Geophys. K. KEMMERLE sei für ihre Hilfe bei den Geländemessungen gedankt. Die Deutsche Forschungsgemeinschaft unterstützte dankenswerterweise die Finanzierung sowohl der Feldmessungen als auch der Auswertungen, die im Leibniz-Rechenzentrum der Bayerischen Akademie der Wissenschaften durchgeführt wurden.

3. Literatur

- BLOHM, E. K., H. FRIEDRICH u. HOMILIUS, J.: Ein Ries-Profil nach geoelektrischen Tiefensondierungen. — Dieses Heft, 1976 *Geologica Bavaria*, 75 (dieser Band), München 1976.
- ENGELHARD, L. und HANSEL, J.: Ein Beitrag zur Erkundung der Struktur des Nördlinger Rieses, aufgrund geoelektrischer Schlumberger-Sondierungen. — *Abh. Braunschweig. Wiss. Ges.*, Braunschweig 1976. — [im Druck].
- ERNSTSON, K.: The Structure of the Ries Crater from Geoelectric Depth Soundings. — *J. Geophys.*, 40, S. 639—659, Berlin 1974.
- KNÖDEL, K.: Arbeitsbericht Institut für Geophysik und Meteorologie der T. Universität Braunschweig 1975. — [Masch.-Schr.].
- SENGPIEL, K. P.: Das induzierte erdelektrische Feld im Süddeutschen Alpenvorland und seine Abhängigkeit vom Untergrund, untersucht mit neuen Methoden der Auswertung und Interpretation. — *Diss. Univ. München*, München 1968. — [Fotodruck].
- SCHMUCKER, U.: Erdmagnetische Tiefensondierung mit langen Perioden. — *Prot. Koll. Erdmagn. Tiefensond. Grafrath* (Herausg. A. BERKTOLD, Inst. f. Geophys., Univ. München), S. 313 bis 342, München 1974. — [Masch.-Schr.].
- WIESNER, H.: Die Abhängigkeit des induzierten erdelektrischen Feldes von der Polarisation des induzierenden Magnetfeldes, bestimmt aus Registrierungen im Bereich des Nördlinger Rieses. — *Dipl.-Arb. Inst. f. Geophys., Univ. München*, München 1974. — [Masch.-Schr.].

Der Verlauf einer präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland zwischen Treuchtlingen und Donauwörth

Von KURT BADER und HERMANN SCHMIDT-KALER

Mit 2 Abbildungen und 1 Beilage

Kurzfassung

Aufgrund zahlreicher geoelektrischer und seismischer Messungen kann der Verlauf einer von Norden kommenden präriesischen Hauptentwässerungsrinne über 50 km im einzelnen rekonstruiert werden. Im Gegensatz zum südwestlichen und südlichen Riesvorland war die Zuschüttung mit Riestrümmern hier so stark, daß das alte Relief nicht durchgepaust, sondern völlig verfüllt und z. T. sogar umgekehrt wurde. Dies kann allein durch einen ballistischen Transport der Trümmernmassen nicht erklärt werden; die Rinne muß vielmehr vorwiegend durch einen flachen gleitenden Transportmechanismus gefüllt worden sein. Die Mächtigkeit der Riestrümmernmassen erreicht im Rinnentiefsten bisher noch nicht bekannt gewordene Werte bis 200 m.

Summary

A pre-impact north-south directed main river valley could be traced over a distance of 50 km east of the Ries crater using geoelectric and seismic measurements. In contrast to the area south and southwest of the crater the ejecta deposits are so thick that the old relief does no longer trace through. In some places relief inversion took place. It is thought that the filling of the river valley up to a hitherto unknown thickness of 200 m cannot be explained solely by ballistic ejecta transport. An low-angle gliding transport mechanism must be assumed.

Inhalt

	Seite
1. Die präriesische Erosion	402
2. Die geophysikalische Vermessung (K. BADER)	403
3. Der Verlauf der präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland	405
4. Eintiefung und Gefälle	407
5. Mächtigkeit und Zusammensetzung der Rinnenfüllung	408
6. Hinweise auf den Mechanismus der Zufüllung	409
7. Literatur	410

Anschrift der Verfasser: Dr. K. BADER u. Dr. H. SCHMIDT-KALER, Bayer. Geologisches Landesamt, Prinzregentenstr. 28, 8000 München 22.

1. Die präriesische Erosion

Das markanteste Element der präriesischen Erosion ist der Albtrauf, dessen damalige Lage schon bis in den Raum des jetzigen mittleren und östlichen Rieskessels zurückverlegt war (vgl. FESEFELDT 1963, Abb. 4). Die dadurch ungleiche Verteilung des Deckgebirges wirkte sich wiederum in einer ungleichen Verteilung und unterschiedlichen Zusammensetzung der Riestrümmersmassen aus. Von ähnlicher Bedeutung ist auch das Relief der Albhochfläche vor der Auflagerung der Auswurfmassen.

Aus dem südwestlichen und südlichen Riesvorland ist seit einiger Zeit bekannt, daß nach der tortonen Aufschüttungsphase der Oberen Süßwassermolasse eine kräftige Heraushebung einsetzte, die zu einer starken Reliefbildung mit Verkarstungserscheinungen unmittelbar vor dem Riesereignis führte (z. B. SCHRÖDER u. DEHM 1950, S. 120, dann vor allem HÜTTNER 1961, Tab. 1 u. S. 111 f., oder anschließend GALL 1971 a, S. 81 f. u. Abb. 13). Dabei wurde ein Talnetz geschaffen, das dem heutigen sehr ähnlich ist. Es zeigte sich, „daß die wesentlichen Züge des heutigen Reliefs bereits praeriesisch ausgebildet waren . . . Durch die Rieskatastrophe an der Wende Torton/Sarmat wird diese Landschaft in der Umgebung des Rieses durch gewaltige Mengen zertrümmerter . . . Gesteine bedeckt und in den Einzelheiten umgestaltet. Die großen Züge der Landschaft pausen sich aber im wesentlichen durch die Decke der Riestrümmersmassen durch. Deshalb können die Flüsse größtenteils wieder ihre alten Täler finden“ (HÜTTNER 1961, S. 113, vgl. auch seine Taf. 4).

Im östlichen Riesvorland hat als erster BIRZER (1969 a, S. 14 u. Taf. 1) ein stark eingetieftes präriesisches Erosionstal erkannt. Im Gegensatz zu den alten Tälern im Südwesten und Süden des Rieses ist hier jedoch das alte Relief nicht mehr zu erkennen, weswegen der Talverlauf auch bislang nicht rekonstruiert werden konnte. Diesem präriesischen Tal hat BIRZER die lyditführenden (und damit aus Norden kommenden) hochgelegenen Schotter und Monheimer Höhensande zugeordnet und es als Urmaintal bezeichnet. Dagegen haben GALL u. MÜLLER (1970) eine postriesische Einstufung der Monheimer Höhensande durch Fossilfunde (leider nur in solifluktuiver Verlagerung) wahrscheinlich gemacht. Durch die Untersuchungsbohrung Monheim-Stickelberg konnte diese Einstufung dann abgesichert werden (SCHMIDT-KALER 1974). Es ist also zu unterscheiden zwischen dem plio-pleistozänen, zur Donau gerichteten Urmaintal und einer präriesischen (tortonen), zum Molassebecken gerichteten Erosionsrinne, deren Verlauf und Füllung vorwiegend durch geophysikalische Messungen ermittelt wurde.

Durch den Auswurf der Riestrümmersmassen wurde die Erosionsrinne plötzlich zugeschüttet, wodurch im Norden ein Stausee gebildet wurde (Rezat-Alt Mühl-See, BIRZER 1969 a, S. 16). Er wurde allmählich mit Sanden, Tonen und Süßwasserkalken sarmatischen Alters aufgefüllt. Da diese jedoch leichter wieder erodiert werden konnten, wurde der Talverlauf in diesem Bereich teilweise exhumiert und ist so heute noch recht gut erkennbar. Trotzdem ergaben auch hier die geophysikalischen Messungen und die Auswertung der Bohrungen überraschende Veränderungen.

2. Die geophysikalische Vermessung (K. BADER)

Es wurden insgesamt fast 200 geoelektrische Tiefensondierungen (Schlumberger-Anordnung, Elektrodenabstand bis $L/2 = 500$ m) und 40 refraktionsseismische Messungen (12-Spur-Apparatur, Anregung durch Kleinsprengungen) zur Ortung der präriesischen Erosionsrinne ausgeführt.

Bei den seismischen Messungen wurde in 10, 100, 200 und des öfteren auch in 300 m Entfernung von der 110 m langen Geophonkette geschossen (50—100 g Sprengstoff in 1 m tiefen Schlagbohrungen). Die gemessenen Laufzeitkurven wurden übereinander aufgezeichnet, so daß Unregelmäßigkeiten besser zu erkennen sind und eine leichtere Zuordnung der einzelnen Laufzeitäste zu den Schichten des Untergrundes auch bei geringen Geschwindigkeitsunterschieden erreicht wird. Die Auswertung erfolgte nach Knickpunktformeln für den 4-Schicht-Fall.

Aus der Gesamtheit der Messungen konnten folgende spezifische Widerstände und Geschwindigkeiten für die tertiäre Talfüllung und die Juraschichten abgeleitet werden.

	spezifischer Widerstand Ω m	Geschwindigkeit m/s
R-A-Seesedimente, sandig → tonig	100 → 10	1700—2100
Bunte Trümmernmassen	(8—)15—40(—100)	1700—2200 (—2700)
Malm Gamma, Delta u. höherer Malm	300—5000	3000—5000
Malm Beta → Alpha	1000—300 → 50	3000—4000
Dogger Beta	50—100	2500—3000
Dogger Alpha	20—25	2200—2400
oberer Lias	60—80	2500—3000

Ähnliche Werte wurden durch REICH u. HORRIG 1955, S. 37 für die „Deckschicht“ (Bunte Breccie) von 2100—2300 m/s und für den Malmkalk von 4000 bis 5000 m/s gemessen. ENGELHARDT (1971, S. 673) findet dagegen für die See-Sedimente des Rieskraters sehr niedrige spezifische Widerstände von 3—5 $\Omega \cdot$ m (Bekkenmitte) und 10—20 $\Omega \cdot$ m (randliche Bereiche), die durch den Salzgehalt der Seetone des zur Zeit der Sedimentation abflußlosen Beckens verursacht sein dürften.

Aufgrund der wenig voneinander abweichenden Werte ist im Nordteil des untersuchten Gebietes — soweit der Untergrund unter der Erosionsrinne aus mergeligen, sandig-tonigen Schichten (Malm α bis oberer Lias) besteht — mit geoelektrischen Tiefensondierungen die Mächtigkeit der Rinnenfüllung nicht immer zu bestimmen. Hier wurden refraktionsseismische Messungen durchgeführt, wobei an allen Meßpunkten ein ausreichender, wenn auch geringer Geschwindigkeitsunterschied zwischen Rinnenfüllung und mesozoischem Untergrund angetroffen wurde.

In den Bereichen, in denen die Rinne in den Malmkalk bis etwa zur Malm/Dogger-Grenze eingetieft ist (Gebiet von Rehlingen bis Otting), konnte bereits aus der Form der GTS-Kurven (Abb. 1) das Rinnentiefste erkannt und ihre Teufe aus der Höhenlage der Malm/Dogger-Grenze z. T. genauer abgeleitet werden, als dies hier durch die mit einem Fehler von bis zu ± 20 % behafteten Berechnung der Mächtigkeit der Bunten Trümmernmassen aus den geoelektrischen Tiefensondierungen allein möglich gewesen wäre.

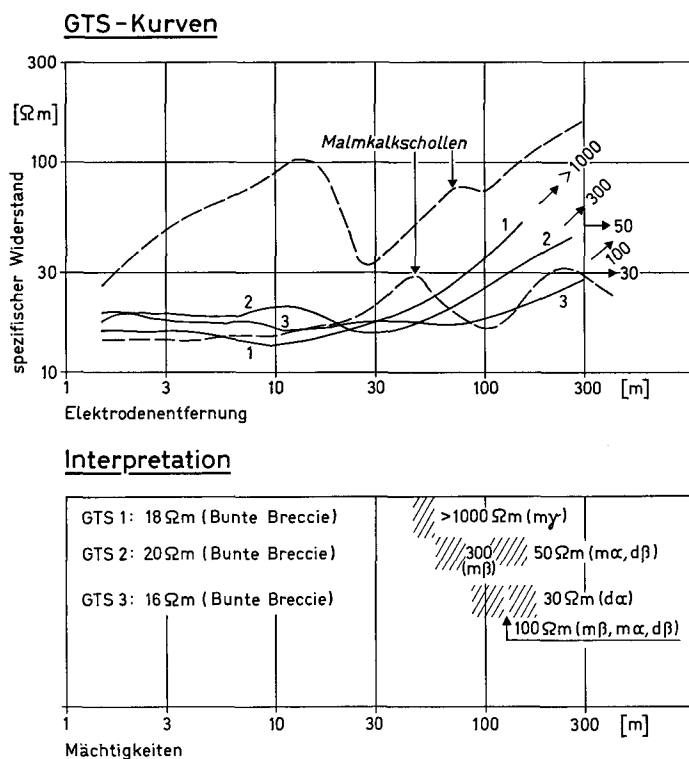


Abb. 1. Geoelektrische Tiefensondierungen (GTS)

- über vorwiegend Bunter Breccie (ausgezogene Kurven): Von den drei auf dem gleichen Profil (in unterschiedlicher Geländehöhe) liegenden GTS-Kurven ergibt diejenige mit dem geringsten Endwiderstand zugleich auch die größte Mächtigkeit der Bunter Breccie. Das Rinnentiefste kann hierdurch eventuell genauer erkannt werden als dies die Fehlerbereiche der ermittelten Schichtgrenzen (schräg schraffiert im unteren Teil der Abbildung) erlauben würden.
- über Riestrümmermassen mit größeren Malmkalkschollen (gestrichelte Kurven): die GTS-Kurven sind in charakteristischer Weise gestört.

Geoelectric Sounding (GTS)

- above predominantly Bunte breccia (solid curves): of the three resistivity curves lying (in different altitudes) on the same profile the one with the smallest end resistivity also yields the greatest thickness of the Bunte breccia. The deepest point of the river channel is eventually perceived more exactly than the error of the calculated boundaries (inclined hatched) would allow.
- above Ries ejectas with limestone megablocks (dashed curves): the resistivity curves are disturbed in a characteristic manner.

Von Otting nach Süden liegt auch unter dem Rinnentiefsten Malmkalk in größerer Mächtigkeit. Besitzt hier die Rinnenfüllung (Bunte Breccie) einen einheitlichen, oder doch wenigstens in den tieferen Bereichen geringeren spezifischen Widerstand ($\sim 20 \Omega \cdot \text{m}$), so kann das Rinnentiefste mit einem Fehler von $< \pm 10\%$ ermittelt werden. Häufig liegt jedoch der umgekehrte Fall vor (Bunte Breccie mit $\sim 20 \Omega \cdot \text{m}$ liegt über solcher mit $\sim 40 \Omega \cdot \text{m}$), so daß wegen der damit verbundenen ungenaueren Ermittlung des spezifischen Widerstandes der

tieferen Bereiche die Auswertung der GTS-Kurven mit größeren Fehlern (± 10 bis 20 %) behaftet ist.

Vereinzelte wurden in den Trümmern durch die geoelektrische Vermessung größere Malmkalkschollen erfaßt, so nördlich und westlich Büttelbronn, bei Baierfeld und westlich Altisheim; sie zeichnen sich in charakteristischer Weise in den GTS-Kurven ab (Abb. 1).

3. Der Verlauf der präriesischen Erosionsrinne im östlichen Riesvorland (vgl. Beilage 1 u. Abb. 2)

Mit Hilfe der zahlreichen geoelektrischen und refraktionsseismischen Messungen sowie gesichert durch einige Untersuchungsbohrungen, konnte der Verlauf der Erosionsrinne von Norden nach Süden ziemlich genau rekonstruiert werden.

Die Rinne tritt von Norden kommend bei Weißenburg in die Alb ein und verläuft zunächst im überdimensionierten Tal der kleinen schwäbischen Rezat nach Süden. Den Nagelberg, einen Zeugenberg in der Treuchtlinger Bucht, muß sie entweder westlich oder östlich umgangen haben. Im Westen liegt die niedrige Talwasserscheide bei Graben, wo Karl der Große durch seinen Kanalbauversuch Donau und Rhein verbinden wollte; etwas weiter südlich ist zwischen Nagelberg und Albrand bei Treuchtlingen das Tal allerdings relativ eng. Daher ließen wohl die meisten Bearbeiter den Urmain das breite „Dettenheimer Tal“ zwischen Nagelberg und dem östlichen Albrand benutzen. Auch BIRZER (1969 a, Taf. 1 u. S. 14) legt hier sein präriesisches Tal durch. Die Messungen und nachfolgend zwei Untersuchungsbohrungen (SCHMIDT-KALER 1976) zeigten jedoch eindeutig, daß die Eintiefung im Jura bei Graben und nördlich Treuchtlingen bedeutend stärker war als südlich Dettenheim. Die Tiefenrinne schwenkt dann nördlich von Treuchtlingen nach Westen zwischen Nagelberg und Gablingberg aus, um anschließend wieder in die Südrichtung durch die Schambachtalauen in das auffällig breite, aber trockene Hungerbachtal einzulenken. Das heutige Altmühlthal ist jünger und sowohl bei Bubenheim wie auch südöstlich Treuchtlingen und bei Pappenheim weniger eingetieft. Bis zum abrupten Südende des Hungerbachtals ist die Rinne auch heute noch morphologisch gut zu erkennen.

Durch den nach Süden und Osten stark ansteigenden autochthonen Malm wird die Weiterführung versperrt, es bleibt nur der Weg nach Westen unter die Riestrümmernmassen offen, wie ihn schon BIRZER (1969 a, S. 14) vermutet. Durch ein 2,5 km langes Meßprofil von Haag nach Südosten war es möglich, das Rinnentiefste unter Bunter Breccie festzulegen. Wie das Querprofil in Abbildung 2 zeigt, haben die mächtigen Riestrümmernmassen das vorherige Relief völlig aufgefüllt und sogar umgekehrt. Die spätere Erosion hat auch in der Umgebung das begrabene Relief nicht mehr erreicht und entwickelte sich völlig unabhängig davon. — Die vor den geophysikalischen Messungen niedergebrachte Untersuchungsbohrung Rehlingen durchteufte die Bunte Breccie in typischer Ausbildung, traf aber nicht genau das etwas weiter westlich liegende Rinnentiefste. Südlich Rehlingen treten zum letzten Mal die autochthonen Malmgebiete eng zusammen; die Überdeckung ist hier nur gut 1 km breit, wenig südlich verbreitert sie sich auf fast 10 km.

So ist zunächst der Verlauf der Rinne durch relativ kurze Meßstrecken noch gut zu fassen. Überraschenderweise biegt er von Büttelbronn weit nach Westen bis Weilheim und Otting aus. Messungen um Rebau und die Bohrungen südlich Büttelbronn (BIRZER 1969 b) schließen einen Verlauf direkt Richtung Monheim aus, wie ihn BIRZER (1969 a, Taf. 1) annimmt. Das starke Ausweichen nach Westen könnte vielleicht seine Ursache in der unbekanntesten Westverlängerung des präriesischen, südlich von Solnhofen und Langenthal Ost-West-verlaufenden Lichtenbergsprungs (FESSELDT 1962) haben, durch den der südliche Flügel um ca. 30 m tiefer abgesenkt ist; dadurch trifft der von Norden kommende Fluß auf höhere und härtere Malmschichten und könnte an diesen entlang nach Westen abgelenkt worden sein. Die möglichen Verwerfungen in diesem Bereich stellen sich bei der geophysikalischen Vermessung in Unregelmäßigkeiten dar. Trotz engräumiger Vermessung konnte hier kein dem Gefälle entsprechender Tiefpunkt der Rinne ermittelt werden.

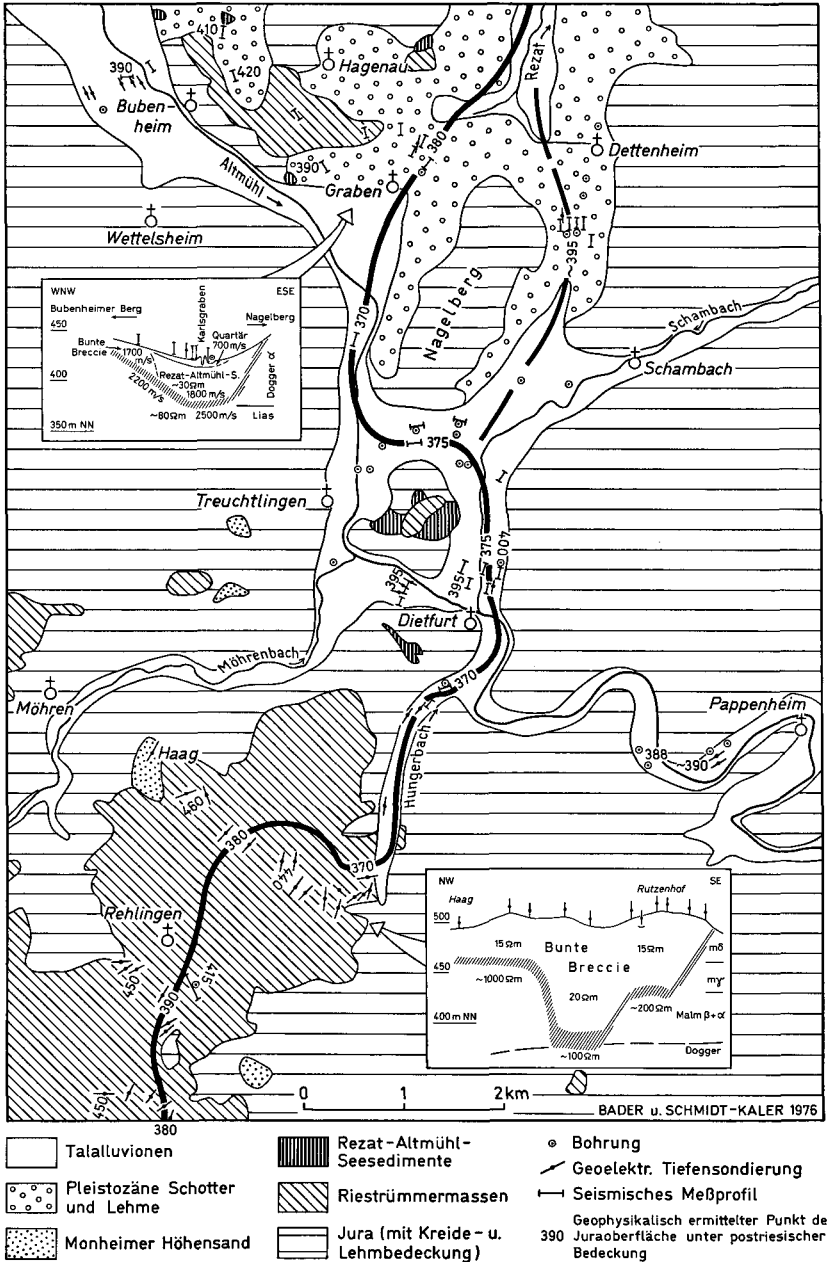


Abb. 2. Verlauf und Tiefgang der präriesischen Rinne im Raum Treuchtlingen.
 Location and depth of the pre-impact valley in the area of Treuchtlingen.

Von Otting muß der Verlauf wieder nach Südosten zurückbiegen, da in der Bohrung Monheim mit 375 m ein sehr tiefer Punkt erreicht ist (vgl. auch BIRZER 1969 a, S. 8). Eine Messung wenig westlich davon brachte eine ähnliche Tiefe. Genauso ergaben Sondierungen im Usseltal bei Itzing sehr tiefe Werte und damit die Weiterführung der Rinne nach Süden. Im östlichen Teil dieses Meßprofils fallen die hohen Widerstände im Bereich der Kristallinschollen auf.

Ein 5 km langes West-Ost-Profil in der Höhe von Baierfeld ergab den tiefsten Punkt östlich des Ortes. Dieses Profil ist außerdem durch eine unruhige Malmoberfläche und zahlreiche eingelagerte Malmkalk-Schollen ausgezeichnet.

Das Profil südlich der Linie Gunzenheim — Kaisheim — Hafenreut verursachte wegen der hohen Mächtigkeit der Überdeckung und seiner Länge (9 km) sehr großen Zeitaufwand. Es ergab einen raschen Abfall des autochthonen Malm von Westen her und neben einer tiefsten Rinne zwei kleinere Eintiefungen.

Am Albsüdrand konnten die Sondierungen auf das Gebiet westlich Altisheim konzentriert werden, da die Bohrungen Zirgesheim und Daiting die Juraoberfläche relativ hoch angetroffen haben. Dagegen hat die Bohrung Altisheim bei 350 m den Jura noch nicht erreicht; das sehr wechselhafte Bohrprofil spricht entgegen der Einstufung im Geschäftsbericht des Landesamtes für Wasserversorgung (1964) eher für Riestrümmermassen mit aufgeschürftem Molasseanteil. Auch die geoelektrischen Messungen ergaben hier rasch wechselnde, nicht horizontbeständige Werte, die für Riestrümmermassen mit einzelnen Malmschollen sprechen. — Der Verlauf der Rinne geht also von Monheim nicht über Daiting und von da nach Lechsend, wie BIRZER (1969, Taf. 1) annimmt, sondern zieht mit einigen Schlingen nach Süden.

Ein letztes Profil wurde in der Donauniederung gemessen; es läßt noch einmal in der Juraoberfläche die Rinne erkennen. Nach Süden zu senkt sich dann der Jurauntergrund rasch ab. Die Rinne dürfte dann nur mehr in älteren Molassesedimenten eingeschnitten sein, so daß sie weder mit geoelektrischen noch mit seismischen Messungen faßbar ist.

4. Eintiefung und Gefälle

Auf Beilage 1 sind die Ergebnisse sämtlicher geophysikalischer Messungen und der Bohrungen zahlenmäßig eingetragen. Da die Bohrungen oft nicht den Jurauntergrund erreichen, wurde (mit dem Zeichen >) angegeben, daß die Juraoberfläche noch tiefer liegt und die Mächtigkeit der Überdeckung entsprechend größer ist als die angegebene Zahl.

Die tiefsten Werte in der Rinnenmitte liegen im Norden (nördlich Treuchtlingen) bei 370—380 m, im Süden (an der Donau) bei 325 m über NN. Das ergibt ein Gesamtgefälle von etwa 50 m, wodurch bei einer Länge von ca. 50 km ein Gefälle von 1 ‰ errechnet werden kann. Es ist allerdings fraglich, ob dies als wirkliches Gefälle angesehen werden kann, da spätere tektonische Verstellungen in Betracht gezogen werden müssen. Auf solche können vielleicht auch Werte zurückgeführt werden, die höher liegen als erwartet. Dabei ist jedoch auch immer die Meßgenauigkeit der Sondierungen zu berücksichtigen (vgl. Abschnitt 2).

Entsprechend der Heraushebung der Alb im Norden und dem Abtauchen nach Süden ist die Rinne im Norden in ältere Juraschichten eingeschnitten als im Süden. So liegt sie im nördlichsten Querprofil bei Graben im Bereich des Dogger Alpha und berührt im Tiefsten gerade noch den Lias. Südlich Treuchtlingen kommt sie dann wegen der stärkeren Absenkung am Schwäbisch-Fränkischen Lineament schnell in den unteren Malm zu liegen, wobei das Rinnentiefste noch bis weit südlich den Oberen Dogger anschneidet. Erst von Otting ab ist die gesamte Rinne in Malmkalken eingegraben.

Die Erosionsleistung des Flusses, der die Rinne geschaffen hat, ist nur an wenigen Stellen ungefähr zu errechnen, da die vorher aufgeschüttete Obere Süßwasser-

molasse (OSM) fast vollständig wieder abgetragen oder überdeckt ist. So kann z. B. südlich Treuchtlingen ein Wert von mindestens 200 m angegeben werden, da die höchstgelegenen Reste von OSM 3 km südsüdwestlich Pappenheim auf 580 m liegen und die Eintiefung der Rinne nordwestlich dieses Vorkommens bis auf ca. 380 m über NN herunter ging.

GALL (1971 b, S. 314—316) gibt aus dem Hottergraben westlich Altisheim Sande in 410 bis 460 m Höhe an, die als präriesische Nordschüttung eines Flußsystems gedeutet wurden. Da nach den geophysikalischen Messungen (s. o.) jedoch die ganze Rinne mit Riestrümmermassen ausgefüllt ist, lassen sich wohl auch die Sande einfacher als Einlagerungen in diesen deuten. Genauso sind die auf der Karte von SCHEDELIG (1962) eingetragenen autochthonen Weißjuravorkommen zwischen Altisheim und Hafentreut als allochthone Malmschollen innerhalb der Riestrümmermassen aufzufassen; dasselbe gilt auch für ähnliche Vorkommen südwestlich Kaisheim und an anderen Stellen.

Da in der Nähe der Rinne weiter keine einwandfrei autochthonen Vorkommen von hochliegender präriesischer OSM bekannt sind (die bei SCHEDELIG eingezeichneten Vorkommen dürften zu den Riestrümmermassen gestellt werden), kann als Mindestwert der Erosionsleistung des Flusses nur der Einschnitt im Jurauntergrund selbst genommen werden. Er ist an den Profilen der Beilage 1 abzulesen, die Werte liegen aber unter den oben angegebenen.

5. Mächtigkeit und Zusammensetzung der Rinnenfüllung

Im morphologisch noch gut erkennbaren nördlichen Teil des Rinnenverlaufs besteht die Füllung aus den Ablagerungen des Rezat-Altmühl-Sees. Diese setzen sich nach den Untersuchungsbohrungen Graben und Dettenheim vorwiegend aus Schluffen und schluffigen Tonen, z. T. mit kleinen Weißjurakalkstückchen zusammen. Da die Abtragung der See-Sedimente sehr weit fortgeschritten ist und über dem Rinnentiefsten fast überall Talniederungen liegen, beträgt die Restmächtigkeit nur bis ca. 40 m.

Südlich davon schließt sich das Verbreitungsgebiet der Riestrümmermassen an, unter denen die Rinne bis zum Albsüdrand verläuft. Die geophysikalischen Meßwerte (s. o.) und auch die wenigen Bohrungen, die innerhalb der Querprofile liegen, sprechen überall für eine Füllung mit Bunten Trümmermassen, die besonders im Süden z. T. aus aufgeschürfter OSM bestehen kann. Weißjurakalkschollen sind verschiedentlich eingelagert, manchmal sprechen die Oberflächenkartierung oder die geoelektrischen Messungen für Einlagerung größerer Kalkschollen. Die Mächtigkeiten steigen im Bereich der Bunten Breccie zu bisher unbekannt hohen Werten an. So wurden schon im Norden 4 km südsüdwestlich Treuchtlingen 120 m gemessen; da das Gelände südlich dieser Sondierung über der Rinne noch um 30 m ansteigt, kann ein sicherer Wert von 150 m angegeben werden, der noch durch einen gewissen Betrag der postriesischen Abtragung zu erhöhen wäre.

In der Bohrung Monheim liegt mit fast 140 m die bisher größte durchteufte Mächtigkeit der Bunten Breccie vor (BIRZER 1969 a, S. 8). Weiter südlich wurden im Profil Baierfeld zwar nur jeweils Höchstmächtigkeiten bis 100 m gemessen, durch Kombination mit topographisch höher liegenden Gebieten über der Rinne lassen sich aber weit größere Werte errechnen.

Die höchsten Werte erbrachten jedoch die Sondierungen westlich von Hafenreut mit bis 200 m. Mit einem größeren, noch dazuzuzählenden postriesischen Abtragungsbetrag ist allerdings hier aus morphologischen Gründen und wegen der Nähe der Monheimer Höhensande nicht zu rechnen.

Am Albsüdrand sinken die Mächtigkeitswerte wegen der starken postriesischen Abtragungstätigkeit wieder stärker ab, doch können aus dem Profil Altisheim immerhin noch ca. 150 m kombiniert werden.

Südlich davon, in der Donauniederung, hat die Abtragung nur mehr maximal 70 m übrig gelassen. Zudem ist es hier fraglich, ob es sich um Bunte Breccie oder um Molassesedimente handelt, da die geoelektrischen Werte ziemlich gleichmäßig und mit $35\text{--}50 \Omega \cdot \text{m}$ etwas höher als gewöhnlich in der Bunten Breccie ausfielen.

Seitlich der Tiefenrinne gehen die Mächtigkeiten im Norden relativ rasch auf wenige Zehnermeter und schließlich zum autochthonen Malm auf Null zurück. Doch schon südlich der Linie Büttelbronn-Weilheim liegen auch weiterab noch relativ hohe Mächtigkeiten bis zu vielen Zehnermetern (siehe Beilage 1). Zwischen Sulzdorf und Fünfstetten (also 2—5 km westlich der Tiefenrinne) geben REICH u. HORRIX (1955, S. 37) 40—60 m an. Die größten Werte sind wieder im Süden im Profil Gunzenheim — Kaisheim — Hafenreut zu finden, wo des öfteren 100 m noch 3 km seitlich erhalten sind. In der Tiefbohrung Daiting (6 km vom Rinnentiefsten entfernt) sind über dem Malm noch 85 m Überdeckung durchteuft worden, die man wohl als Bunte Breccie deuten kann. Die Bohrungen der Fernwasserversorgung nördlich der Lehmündung (BIRZER 1969 a) durchteuften bis zu 82 m Trümmersmassen (nicht durchschnittlich 100 m, GALL et. al. 1975, S. 923; so tief ging keine der zahlreichen Bohrungen), wobei allerdings die Juraoberfläche noch nicht erreicht war.

Betrachtet man auf der Riesübersichtskarte (HÜTTNER et. al. 1969) die gemessenen Mächtigkeiten der Riestrümmersmassen in Abhängigkeit zur Entfernung vom Kratermittelpunkt, so ergeben sich keine Gesetzmäßigkeiten, etwa einer Abnahme nach außen. Sogar der umgekehrte Fall kann vorkommen, daß z. B. bei Otting, in größerer Kraternähe, geringere Maximalmächtigkeiten vorliegen (die nicht durch postriesische Abtragung stark reduziert sein können, da sie in der Nähe und im Höhenniveau des später aufgelagerten Suevits liegen). Es kann auch nicht bestätigt werden, daß die Werte 5—10 km vom Kraterand, in einem „äußeren Wall“ (GALL et. al. 1975, S. 924) besonders hoch werden.

6. Hinweise auf den Mechanismus der Zufüllung

Von größter Wichtigkeit ist die Tatsache, daß im Bereich der Trümmersmassen im Gegensatz zum Südwestvorries aus der heutigen morphologischen Form nicht auf das präriesische Relief geschlossen werden kann (s. o.)¹⁾. Dadurch wird eine mehr oder weniger gleichmäßige Zufüllung durch nur ballistischen Transport

¹⁾ Neueste Sondierungen (November 1976) durch das Niedersächsische Landesamt für Bodenforschung auf Anregung von SCHMIDT-KALER ergaben nördlich Fünfstetten weitere tiefe Rinnen, die näher am Kraterand liegen und sich an der Oberfläche ebenfalls nicht ausprägen.

ausgeschlossen, weil sich sonst das alte Relief durchpausen müßte. Es muß also mit einem seitlichen Schub über die Landoberfläche gerechnet werden, der das meist quer zur Schubrichtung verlaufende Tal zufüllte. Am besten lassen sich diese Ergebnisse mit dem Roll-Gleit-Mechanismus vereinbaren, wie er von CHAO (dieser Band) für den größten Teil der Auswurfmassen angenommen wird.

7. Literatur

- BIRZER, F.: Molasse und Riesschutt im westlichen Teil der Südlichen Frankenalb. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, S. 1—28, Erlangen 1969. — [1969 a].
- Riesschutt zwischen Büttelbronn und Wittesheim. — Geol. Bl. NO-Bayern, **19**, S. 190—191, Erlangen 1969. — [1969 b].
- CHAO, E. T. C.: Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and new Ries cratering model. — *Geologica Bavarica*, **75** (ds. Bd.), München 1977.
- ENGELHARD, L.: Geoelektrische und magnetische Messungen im Nördlinger Ries. — *Z. Geophysik*, **37**, S. 667—678, Würzburg 1971.
- FESEFELDT, K.: Schichtenfolge und Lagerung des oberen Weißjura zwischen Solnhofen und der Donau (Südliche Frankenalb). — *Erlanger geol. Abh.*, **46**, Erlangen 1962.
- Der obere Malm im südlichen Vorries. — *Erlanger geol. Abh.*, **47**, Erlangen 1963.
- GALL, H.: Erläuterungen zum Blatt Nr. 7328 Wittislingen der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000. — München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1971. — [1971 a].
- Obere Süßwassermolasse (Hangendserie) über Riestrümmernmassen bei Graisbach (südöstliches Vorries) und ihre Bedeutung für die Landschaftsgeschichte der Schwäbisch-Fränkischen Alb. — *Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläontol. hist. Geol.*, **11**, S. 295—327, München 1971. — [1971 b].
- GALL, H. u. MÜLLER, D.: Die Monheimer Höhensande. — *Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver.*, N. F. **52**, S. 113—131, Stuttgart 1970.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. STÖFFER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Geol. Rundschau*, **64**, S. 915—947, Stuttgart 1975.
- GESCHÄFTSBERICHTE des Bayerischen Landesamtes für Wasserversorgung und Gewässerschutz für die Jahre 1961 und 1962. — München 1964.
- HÜTTNER, R.: Geologischer Bau und Landschaftsgeschichte des östlichen Härtsfeldes (Schwäbische Alb). — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **4**, S. 49—125, Freiburg i. Br. 1961.
- HÜTTNER, R., SCHMIDT-KALER, H. u. TREIBS, W.: Anmerkungen zur geologischen Übersichtskarte (Beilage 1). — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 451—454, München 1969.
- REICH, H. u. HORRIX, W.: Geophysikalische Untersuchungen im Ries und Vorries und deren geologische Deutung. — *Beih. Geol. Jb.*, **19**, Hannover 1955.
- SCHETELIG, K.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet der Blätter Donauwörth und Genderkingen. — *Geologica Bavarica*, **47**, München 1962.
- SCHMIDT-KALER, H.: Nachweis der Überlagerung von Bunter Breccie durch Monheimer Höhensande. — *Geol. Bl. NO-Bayern*, **24**, S. 101—105, Erlangen 1974.
- Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 7031 Treuchtlingen. — München (Bayer. Geol. L.-Amt) 1976.
- SCHRÖDER, J. u. DEHM, R.: Geologische Untersuchungen im Ries. Das Gebiet des Blattes Harburg. — *Abh. Naturwiss. Ver. Schwaben*, **5**, Augsburg 1950.

Die Wasserführung in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von HELMUT GUDDEN

Mit Wasser-Analysen von ALFRED WILD und HANS WINKLER

Mit 3 Abbildungen und 3 Tabellen

Kurzfassung

Der Druckspiegel des unterhalb 318 m Teufe, also unterhalb der Seesediment-Basis im Suevit und Kristallin befindlichen Grundwassers liegt rd. 14 m unter Gelände, d. h. bei rd. +413 m ü. NN; er entspricht dem Niveau der generellen Vorflut-Pegel. Bei einer Absenkung auf rd. 150 m u. G. ließen sich aus dem Gebirge unterhalb 318 m Teufe in einem mehr als 100stündigen Pumpversuch 0,8—0,9 l/s Wasser fördern, das wegen seiner Auslauftemperatur von rd. 36° C und seines Gehaltes an gelösten Stoffen als „Thermal-Mineral-Wasser“ des Natrium-Sulfat-Hydrogencarbonat-Typs zu bezeichnen ist. Eine künftige Nutzung dieses Wassers erscheint möglich.

Summary

The pressure-level of the groundwater, being in suevite and crystalline-rocks below the basis of the lake-sediments (that is below 318 m depth), is only ca. 14 m below surface, i. e. at ca. 413 m above sea-level according to the general receiving water course. 0,8—0,9 l/s water were obtained during a more than 100 hours lasting pumping test at a drawdown to ca. 150 m below surface.

The temperature of about 36° C and the chemistry characterize the water as „Thermal-Mineral-Water“ of the sodium-sulfate-hydrogencarbonate-type. An economic use of the water in future seems to be possible.

Während der 6 1/2monatigen Bohrzeit von Juli 1973 bis Januar 1974 war niemals starker, wohl aber häufig geringer „schleichender“ Spülungsverlust zu bemerken. Insgesamt sind während des Bohrens rd. 100 m³ Spülung verloren gegangen, davon praktisch nichts in die See-Sedimente, wohl aber ein nicht näher bestimmbarer Teil in das Gebirge zwischen dem Rohrschuh (318 m) an der Basis der See-Sedimente und der Bohrloch-Sohle (1206 m), im wesentlichen wohl in das Kristallin, da der Suevit im Bohrloch keine nennenswerten Durchlässigkeiten erkennen ließ. Mit Wasserzuflüssen zumindestens aus dem Kristallin war also zu rechnen.

Zur Klärung des Zuflußverhaltens angesetzte Förderversuche, ausgeführt durch die Firma Halliburton am 22.—24. 1. 1974 als Openholetests bei rd. 900 m

und rd. 600 m sowie als Casing-rate-hole-test bei rd. 300 m Teufe, ergaben Thermalwasserzuflüsse mit Temperaturen (im Loch) von 50° C, 43° C und 34° C. Die Druckspiegel aller dieser ausnahmslos noch sehr stark spülungsverunreinigten Zuflüsse ließen sich — ungenau — bei 20—25 m u. G. errechnen; also: alle unter dem Seeton liegenden und von diesem nach oben abgedichteten Wässer sind gespannt (vgl. Abb. 1).

Wenngleich die erkannten Zuflüsse nicht stark waren und wegen zu niedrigen Druckspiegels einen freien Auslauf nicht erwarten ließen, schienen sie dennoch wegen ihrer Temperaturen, ihrer zu erwartenden Mineralisation und ihrer immerhin nicht gänzlich unbedeutenden Schüttungsmenge einer weiteren Untersuchung wert.

- Diese Untersuchung wurde eingeleitet durch S c h ö p f-versuche, mittels deren
- die Spülungssäule weitestgehend durch Wasser ersetzt sowie möglichst viel der verlorenen Spülung zurückgefördert und damit die Voraussetzung für den Einsatz einer Tieftauchpumpe geschaffen werden sollte;
 - die Absenkung „stoßweise“ soweit wie möglich betrieben werden sollte, um die Freiförderung der Zuflüsse zu begünstigen und — wenn möglich — schon eine erste Relation zwischen Fördermenge und Absenkung zu ermitteln.

Die Daten der Schöpfversuche sind aus Tab. 1 ersichtlich.

Tabelle 1
Schöpfversuche

Datum	Uhrzeit	Std.	Menge	ϕ -Rate Ltr./s	Absenkung u. G. jeweils am Ende m
25. 1.	08.00—12.00	4	8 800	= 0,61	— 95,0
	12.00—13.00	(1)	—	—	— 68,8
	13.00—19.00	6	9 900	0,46	— 89,0
	19.00—22.00	3	6 600	0,61	— 94,0
	22.00—23.00	(1)	—	—	— 115,0
	23.00—07.00	8	13 200	0,46	—
26. 1.	07.00—18.00	11	21 560	0,54	— 105,0
	18.00—07.00	(13)	—	$\gamma = 1,02; +24^\circ \text{C}$	—
27. 1.	07.00—07.00	(24)	—	—	— 25,0
28. 1.	07.00—06.00	21	51 700	0,68	— 105,0
	(— 2 Std. Pause)	(2)	—	—	—
29. 1.	06.00—09.00	3	6 600	0,61	nicht gemessen
		56	118 360	ϕ 0,587	
		(+ 41)	—	(gewogener Durchschnitt)	
		97	—		

In der Zeit vom 25. 1.—29. 1. 1974 sind während 56 Schöpfstunden rd. 118 m³ Flüssigkeit gefördert worden; das entspricht einer durchschnittlichen Förderleistung von 0,59 l/s. Die Maximalabsenkung betrug dabei 115 m u. G. Die

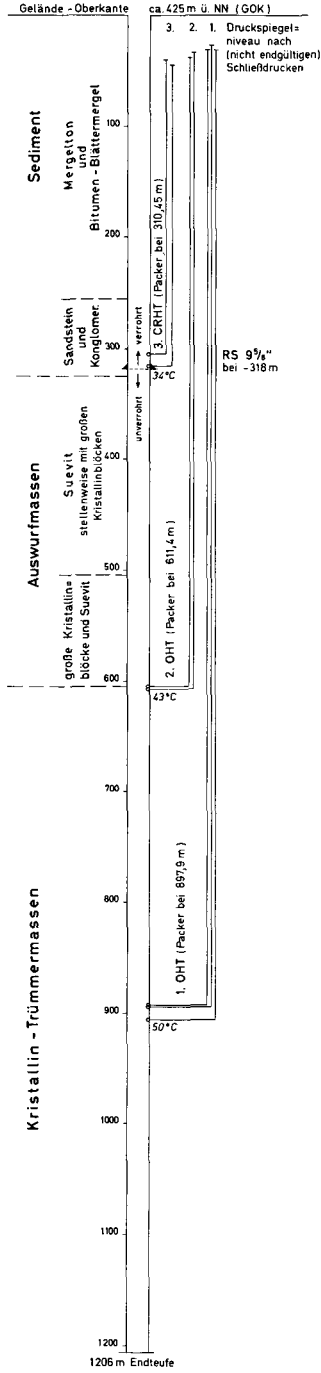


Abb. 1. Schematisiertes Bohrloch-Profil mit den 3 Fördertest-Teufen (— eingezeichnet sind die Druck-Meßgeräte; angegeben sind ferner die Teufen der jeweiligen Packter-Sitze —) und den dazugehörigen Druckspiegel-Niveaus.

Schematized borehole-profile with the watertables of three production-tsts (— the piezometers are shown; furthermore the depth-packers are given —) an the watertables concerned.

spülungsbedingte Flüssigkeitsdichte wurde durch das Schöpfen von 1,1 auf 1,01 abgesenkt, die Temperatur übertage erreichte 24°C , doch war das Wasser immer noch grau getrübt und führte rd. $2\text{ cm}^3/\text{l}$ Feststoffe mit sich. Es roch deutlich nach Schwefelwasserstoff.

Die Schöpfversuche wurden am 29. 1. um 9.00 Uhr beendet.

Nach Einbau einer Unterwasserpumpe mit 150 m Förderhöhe bei 189,51 m Teufe (EMU KU 8-XVI, Ausf. A) sowie eines Steigrohrstranges von 93 mm I- ϕ und eines Peilrohrstranges von 50 mm I- ϕ wurden am 30. 1. um 15.00 Uhr die P u m p versuche begonnen.

Der Wasserspiegel stand nach 30stündiger Ruhezeit (— allerdings durch die Einbauarbeiten gestört —) vor Beginn des Pumpens am 30. 1. um 14.50 Uhr bei $-21,28\text{ m u. G.}$

Die Daten des bis 6. 2., 16.00 Uhr, also insgesamt über 169 Stunden währenden Pumpversuches, die je nach Notwendigkeit in Minuten — oder Stundenintervallen festgehalten wurden, sind ebenso wie die des vorausgegangenen Schöpfversuches und der nachfolgenden Wiederanstiegszeit in Abb. 2 zeichnerisch dargestellt.

Aus Abb. 2 ist ersichtlich, daß sich der Wasserspiegel nach der an den Schöpfversuch anschließenden 30stündigen Entnahmepause (mit Pumpen-Einbauarbeiten) bei $-21,28\text{ m u. G.}$ eingestellt hat, während er nach der vorausgegangenen 37stündigen Wochenend-Entnahmepause nur -25 m u. G. erreicht hatte. Ob diese „Verbesserung“ auf Verminderung des noch spülungsbeeinflussten spez. Gewichtes der Flüssigkeitssäule oder auf absenkungsbedingt verbessertes „Freifördern“ des Zuflußweges zurückzuführen ist, muß offenbleiben — wahrscheinlich auf beides.

Beim Wasserspiegelstand $-21,28\text{ m u. G.}$ begann der Pumpversuch.

Nach 3stündigem vorsichtigen Pumpen-Einfahren und entsprechend langsamen Absenken auf rd. 120 m u. G. wurden $0,9\text{ l/s}$ gefördert. Dieser Zustand wurde durch einen rd. 9stündigen „Schock“-versuch unterbrochen, bei welchem man den Spiegel in raschem Wechsel 13mal zwischen rd. 91 m und rd. 123 m u. G. hin und her schwanken ließ (jeweils 10 min Absenkung von rd. 91 auf rd. 123 m u. G. und jeweils 30 min Wiederanstieg in umgekehrter Richtung).

Die Förderraten während der Absenkungen betragen dabei 2 l/s , die Durchschnittsrate während des 9stündigen „Schockens“ liegt bei rd. $0,45\text{ l/s}$.

Anschließend wurden 39 Stunden lang $0,7\text{ l/s}$ gefördert bei annähernd gleichbleibender Absenkung auf rd. 122 m u. G. Das Schocken hat also keine erkennbare Verbesserung des Zuflusses bewirkt.

Eine auf $0,86-0,89\text{ l/s}$ gesteigerte Förderrate, die über 102 Stunden (unterbrochen durch eine 4stündige Wiederanstiegsmessung) gepumpt wurde, führte zu einer annähernd gleichbleibenden Absenkung auf $150-152\text{ m u. G.}$

Die Kurven der dem Pumpversuch zwischen- und nachgeschalteten Wiederanstiegsmessungen sind in Abb. 3 nochmals in größerem Maßstab dargestellt. Sie zeigen, daß die vergleichbaren Abschnitte (jeweils die mittleren 30 m) der Wiederanstiegskurven vom 31. 1., 4. und 6. 2. gleich verlaufen und daß die „Pegel“ des Absenkungs- und Anstiegsniveaus während des Schockens gleich geblieben sind. Etwas abgeflacht hingegen hat sich der obere Abschnitt der Wiederanstiegskurve vom 6./7. 2. gegenüber dem vergleichbaren Abschnitt der Kurve vom 4. 2., d. h., die zwischenzeitlich erfolgte Entnahme von 166 m^3 in 51 Stunden hat den Absenkungstrichter erkennbar vergrößert.

Vom geförderten Wasser, das deutlich nach Schwefelwasserstoff roch und dessen Temperatur am Auslauf $36-37^{\circ}\text{C}$ erreichte, wurden am 3., 4. und 5. 2.

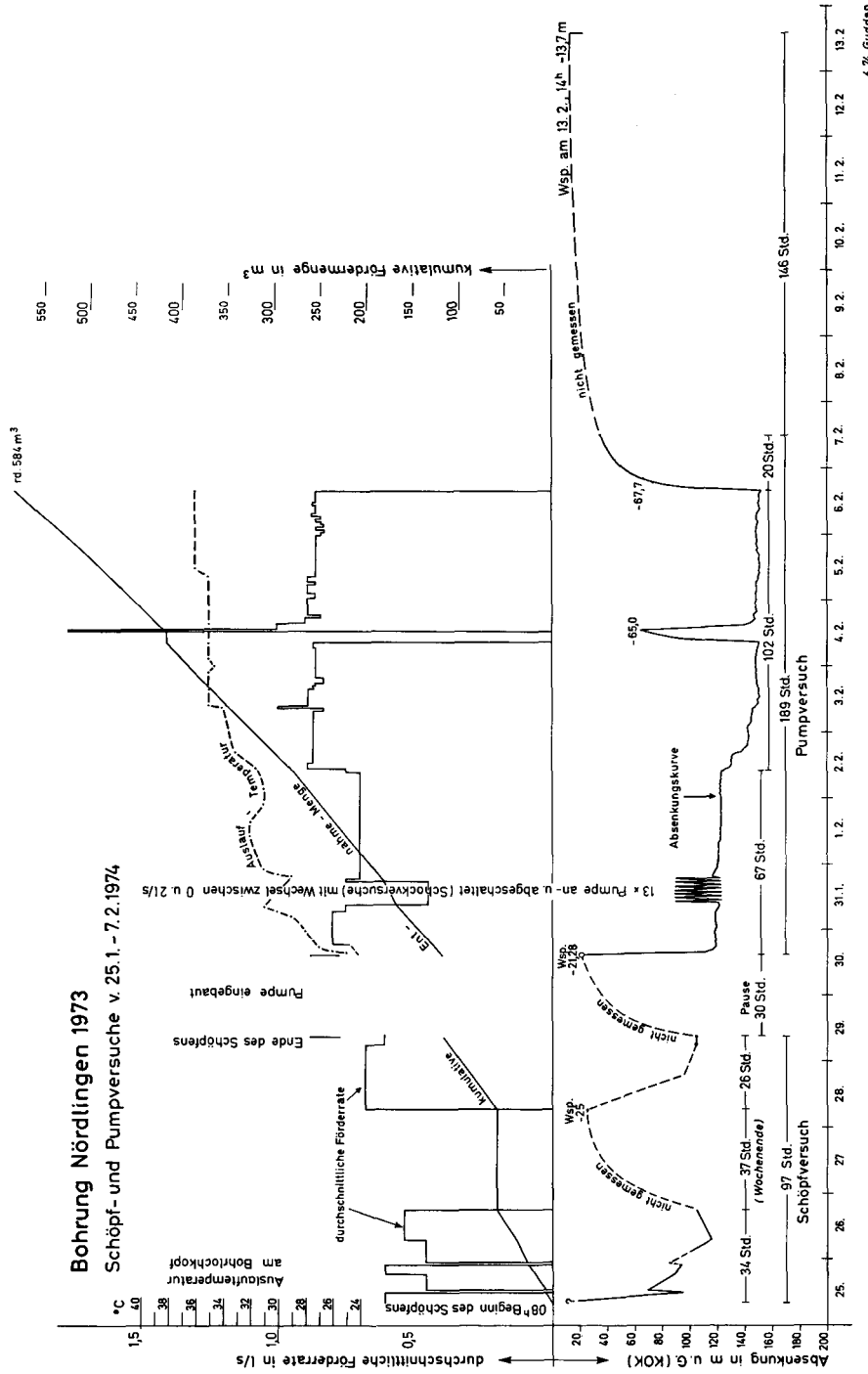
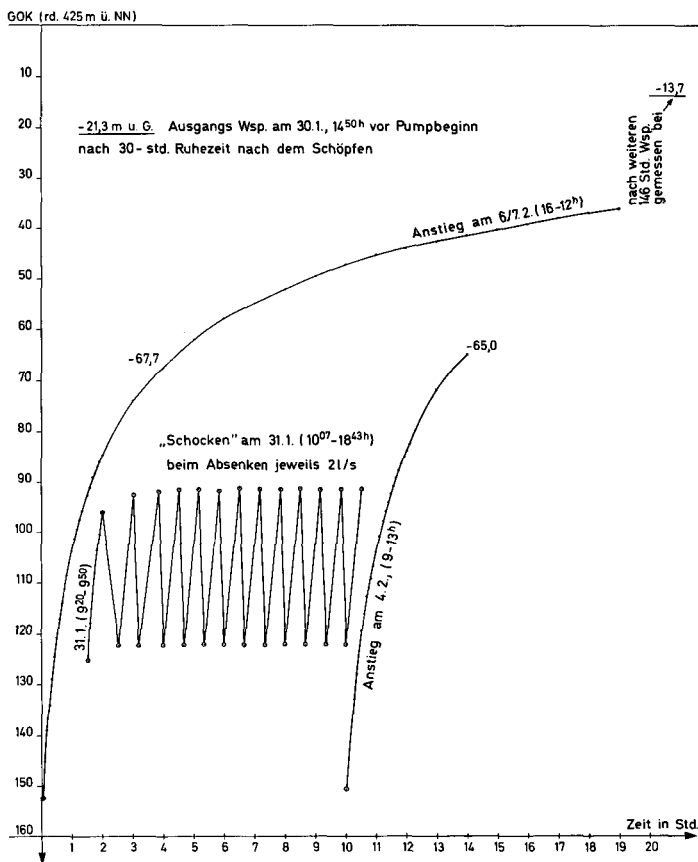


Abb. 2. Wasser-Förderversuche am 15. 1. bis 7. 2. 1974.

Dargestellt sind die durchschnittlichen Förderarten, die dabei erzielten Auslauf-Temperaturen und die hierzu notwendigen Absenkungen sowie die kumulative Gesamt-Entnahmemenge.

Production-tests (Jan. 25. — Feb. 7. 1974)

Shown are the average production-rates of water the discharge-temperatures, the draw-downs, and the total production.



4.74 Gudden

Abb. 3. Kurven des raschen Absenkens (je 10 min) und Wiederanstiegens (je 30 min) („Schockversuch“) mit gleichbleibenden oberen und unteren Pegelniveaus und des Wiederanstiegens zwischen (rechts) und nach (links) dem Pumpversuch. Die linke (letzte) Wiederanstiegskurve ist im oberen Teil flacher als der entsprechende Abschnitt der rechten (früheren) Kurve, der Absenkungstrichter hat sich vergrößert.

Curves of different drawdowns (10 min each) and recovery (30 min each) with constant upper and lower levels of watertable and of recovery during (right-curve) and after (left-curve) the pumping-test. The last (left) curve of recovery is in its upper part flatter than the respective part of the right curve. The cone of influence has expanded.

durch das Bayerische Geologische Landesamt (Dr. WILD) und am 6. 2. durch das Institut für Wasserchemie und Chemische Balneologie der TU München (Dr. WINKLER) Proben genommen und der Analyse zugeführt. Die Ergebnisse dieser Orientierungsanalysen sind in Tabelle 2 und 3 zusammengefaßt.

Tabelle 2

Wasserproben der Riesbohrung — Orientierungsanalysen
(Dr. WILD, Bayer. Geol. Landesamt)

Entnahmetag	3. 2.	4. 2.	4. 2.	5. 2.	5. 2.	5. 2.
Labor-Nr.	5752	5753	5754	5755	5756	5757
pH	8,5	8,5	8,5	angesäuerte Probe	8,5	8,5
Ca ²⁺ mg/l	92,1	92,1	96,1	96,1	92,1	88,1
Mg ²⁺ mg/l	4,8	4,8	9,7	7,2	3,3	3,2
Fe ²⁺ mg/l	n. b.	n. b.	n. b.	3,2	n. b.	n. b.
Mn ²⁺ mg/l	n. b.	n. b.	n. b.	0,7	n. b.	n. b.
NH ₄ ⁺ mg/l	0	0	0	0	0	0
Na ⁺ mg/l	550	600	600	550	580	570
K ⁺ mg/l	6	5,5	6	5,5	5	5
HCO ₃ ⁻ mg/l	573,5	600,4	581,4	—	555,8	669,8
SO ₄ ²⁻ mg/l	586	541	583	563	556	529
Cl ⁻ mg/l	259	256	264	—	208	205
NO ₃ ⁻ mg/l	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
NO ₂ ⁻ mg/l	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
SiO ₂ mg/l	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.	n. b.
Abd. Rst. mg/l	2600	2482	2606	n. b.	2273	2248
GH ^{°d}	14,0	14,0	15,7	15,1	13,1	13,4
KH ^{°d} (scheinbare)	27,7	29,4	27,9	n. b.	25,5	26,2

Tabelle 3

Analyse des am 6. 2. 1974 nach der Zutage-Förderung von rd. 580 m³ zuletzt entnommenen Wasser (Dr. WINKLER, Inst. f. Wasserchemie und Chem. Balneologie der TU München)

Entnahmetag: 6. 2. 1974

Eingang der Probe im Laboratorium: 11. 2. 1974

Aussehen der Probe: Trüb mit grau-weißem, sandigen Bodensatz. Die Trübung blieb auch beim Kochen mit Salzsäure bestehen; die Probe wurde deshalb nach Filtration analysiert.

Wassertemperatur: 35° C

Leitfähigkeit 20° C 2,13 Millisiemens (mS · cm²)

pH-Wert 8,63

Abdampfdruckstand (180° C) 2026 mg/kg

Glührückstand (600° C) 1521 mg/kg

Glühverlust (180° → 600°) 505 mg/kg

Gesamthärte 13,3 °d

In einem Kilogramm des Wassers sind enthalten:

	Milligramm mg	Millival- ^o / _o mval- ^o / _o	Millival mval
Kationen:			
Natrium (Na ⁺)	545,7	23,76	83,75
Kalium (K ⁺)	1,94	0,050	0,18
Magnesium (Mg ²⁺)	2,45	0,202	0,71
Calcium (Ca ²⁺)	85,3	4,256	15,01
Eisen (Fe ²⁺)	2,75	0,099	0,35
Summe		28,35	100,00
Anionen:			
Fluorid (F ⁻)	12,9	0,679	2,37
Chlorid (Cl ⁻)	177,2	4,998	17,47
Nitrat (NO ₃ ⁻)	4,88	0,079	0,28
Hydrogensulfid (HS ⁻)	1,35	0,041	0,14
Sulfat (SO ₄ ²⁻)	565,5	11,77	41,14
Carbonat (CO ₃ ²⁻)	11,8	0,593	1,37
Hydrogencarbonat (HCO ₃ ⁻)	649,8	10,65	37,23
Summe	2062	28,61	100,00
Undissoziierte Stoffe:		Millimol mmol	
Kieselsäure (meta) (H ₂ SiO ₃)	41,6	0,53	
Summe	2104		
Gasförmige Stoffe:			
Schwefelwasserstoff (H ₂ S)	0,09	0,003 = 0,058 ml H ₂ S bei 0° C u. 760 Torr.	

Mit dem 20stündigen Messen des Wiederanstiegs am 6./7. 2. wurde der Pumpversuch beendet.

Spätestens 166 Stunden nach Beendigung der Förderung, bei denen bis auf 152 m u. G. abgesenkt worden war, stand der Spiegel des potentiell aus dem ganzen Bohrloch-Abschnitt unterhalb —318 m zufließenden Wassers bei —13,7 m u. G., also bei rd. + 411 m ü. NN. Er fügt sich damit gut in die Niveaus der in Frage kommenden Vorflut-Spiegel:

Eger zwischen Deiningen und Großelfingen rd. + 411 m;
 Wörnitz zwischen Harburg und Donauwörth rd. + 402 m;
 Donau bei Donauwörth rd. + 400 m ü. NN.

Als Ergebnis kann festgehalten werden:

- Insgesamt sind — einschließlich Schöpfversuch — innerhalb von 13 Tagen rd. 584 m³ Wasser zutage gefördert worden. Die Spülungseinflüsse wurden dadurch weitestgehend, wenn auch vielleicht noch nicht völlig beseitigt.
- Bei einer Absenkung auf rd. 150 m u. G. scheint eine nachhaltige Förderleistung von 0,8 l/s möglich zu sein (rechnerisch entsprechend rd. 69 m³/Tag).
- Die Auslauftemperatur erreichte 36° C.
- Die Ergebnisse der Orientierungsanalysen (Dr. WILD/Bayer. Geol. Landesamt und Dr. WINKLER, Institut für Wasserchemie und Chem. Balneologie der TU

München), die in Tabelle 2 und 3 zusammengestellt sind, können wegen der vorsichtshalber noch immer anzunehmenden, wenn auch nur sehr geringen, Spülungsbeeinflussung nicht als letztgültig betrachtet werden, doch kann das Wasser schon jetzt als Mineral-Thermalwasser bezeichnet werden:

Den „Begriffsbestimmungen für Kurorte, Erholungsorte und Heilbrunnen“ entsprechend, handelt es sich um ein Thermalwasser des Natrium-Sulfat-Hydrogenkarbonat-Typs, dessen Gehalt an zweiwertigem Schwefel möglicherweise ebenfalls über dem balneologisch-konventionellen Mindestwert von 1 mg/l liegt.

Da angesichts dieser Befunde eine künftige potentielle balneologische Nutzung dieses Thermalwassers, das bei der Forschungsbohrung neben den zahlreichen wissenschaftlichen Ergebnissen als erfreuliche Gabe der Natur mit angefallen ist, nicht unterbunden werden sollte, wurde das Bohrloch nicht verfüllt. Es wurde vielmehr — nur durch einen Blindflansch verschlossen — durch Vertrag vom November 1975 — der Grundstücks- (und damit auch Wasser-) Eigentümerin, der Stadt Nördlingen, „zu deren uneingeschränkter Verfügung“ überlassen.

Literatur

- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- WINKLER, H. A. G.: Das Grundwasser im Nördlinger Ries unter Berücksichtigung der hydrologischen und hydrochemischen Beziehungen zum Speichergestein. — Diss. TU München 1972.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 13. 9. 1976.

Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and a new Ries cratering model*)

By EDWARD C. T. CHAO

With 13 figures and 2 tables

Summary

Three major observations from preliminary study of the 1973 Ries research deep drill core provide basic information regarding the third dimension of the structure of the Ries crater.

The first important observation is that a high temperature suevite deposit 194 m thick from depths of 331 to 525 m in the core overlies a low temperature suevite deposit 77 m thick from depths of 525 m to 602 m. The second observation is that a clearly defined compressed zone about 128 m thick from depths of 602 to 730 m lies immediately below the fallback low temperature suevite. This compressed zone, consisting of feldspathic amphibolite, banded hornblende gneiss and biotite granite (chloritized), contains abundant shatter cones. Evidence for the identification of the crater floor at depth 602 m is given and discussed in detail. The third observation is that there is a 36 m thick zone of brecciated granitic basement rocks between depths 1150 and 1186 m which contains an abnormally large amount of dilation-injection dikes and dikelets of microbreccias. This zone is interpreted as a zone of expansion and rebound, where apparently some 500 m of the crystalline basement were briefly lifted a maximum of about 15 m.

The most important result of the study of the 1973 Ries research drill core is the identification of the position of the crater floor at 602 m. From this the crater depth of the Ries is determined as about 750 m. Hence the Ries basin is a very shallow basin structure with a crater depth-to-diameter ratio of 1 : 33. Coupled with this fact is the undeniable evidence for the predominance of nonballistic transport of sedimentary ejecta under locally very high confining pressures. A schematic reconstruction of the development of the Ries shallow multiring structure is proposed and discussed. It is consistent with all the morphological, geological, geophysical, and petrological constraints and constraints on the nature and size of the impacting body. This new model if proven valid is a positive step towards understanding the origin of multiring basins on planetary surfaces.

The insurmountable difficulties faced by adopting a simple bowlshaped cratering model based on laboratory experimental studies are also discussed.

Kurzfassung

Während der ersten Untersuchungen des Forschungsbohrkerns konnten drei wichtige Feststellungen getroffen werden, die grundlegende Informationen über die dritte Dimension des Rieskraters liefern:

Author's address: Dr. E. C. T. CHAO, U. S. Geological Survey, National Center, Mail Stop 929, Reston, Virginia 22092, USA.

*) Publication authorized by the Director, U. S. Geological Survey.

1. Eine Hochtemperatur-Suevitschicht von 194 m Mächtigkeit zwischen den Teufen 331 bis 525 m überlagert eine Tieftemperatur-Suevitschicht von 77 m Dicke zwischen den Teufen 525 bis 602 m.

2. Eine klar definierte komprimierte Zone von etwa 128 m Mächtigkeit zwischen den Teufen 602 und 730 liegt unmittelbar unter dem Rückfall-Tieftemperatur-Suevit. Diese komprimierte Zone, bestehend aus Amphibolit, gebänderter Hornblende-Gneis und Biotitgranit (chloritisiert) enthält häufig „Shatter Cones“. Indizien zum Lokalisieren des Kraterbodens bei 602 m Teufe werden präsentiert und ausführlich diskutiert.

3. Eine 36 m mächtige Zone brecciierten Granits im kristallinen Untergrund zwischen den Teufen 1150 und 1186 m enthält eine große Anzahl von Injektionsgängen, gefüllt mit Mikrobrecce. Diese Zone wird als Expansionszone interpretiert, wo wahrscheinlich 500 m des kristallinen Untergrunds für eine kurze Zeit maximal 15 m abgehoben worden sind.

Das wichtigste Ergebnis der Studie der Riesforschungsbohrung 1973 ist die Lokalisierung des Kraterbodens bei 602 m Teufe. Daraus läßt sich eine Kratertiefe für das Ries von 750 m bestimmen. Infolgedessen ist das Ries eine flache Struktur mit einem Kratertiefe- zu Kraterdurchmesser-Verhältnis von 1 : 33. Diese Feststellung steht in direktem Zusammenhang mit der Evidenz für überwiegend nicht ballistischen Transport der sedimentären Ejekta unter hohem umgebenden Druck. Eine schematische Rekonstruktion der Entwicklung der flachen Multiring-Riesstruktur wird diskutiert. Dieses Modell ist mit den morphologischen, geologischen, geophysikalischen und petrologischen einschränkenden Tatsachen und den einschränkenden Indizien für Natur und Größe des einschlagenden Körpers konsistent. Die Möglichkeit zum Verständnis der Entstehung von Multiring-Becken auf planetaren Oberflächen ist dann gegeben, wenn die Stichhaltigkeit dieses Modells nachgewiesen wird. Die unüberwindbaren Schwierigkeiten, die durch Anwendung eines einfachen kugelschalenförmigen Kratermodells entstehen, das auf Laborexperimenten basiert, werden auch diskutiert.

Contents

	Page
1. Introduction	422
2. General description of the 1973 Ries research drill core	423
3. Stratigraphic relationship between the fallback high temperature and low temperature suevite	425
4. The compressed zone and the identification of the crater floor	427
4.1. Definition and description	427
4.2. The inclination and distribution of shatter cones	427
4.3. Evidence of shock attenuation in the compressed zone: Mineralogic, and fission track studies	428
4.4. The occurrence of Fe-Cr-Ni near the top of the compressed zone	429
4.5. The identification of the crater floor and its significance	429
5. Injection dikes and dikelets and the zone of expansional rebound	429
6. The Ries cratering model	433
6.1. Descriptions of stages of the cratering phenomenon which could have produced the Ries multiring basin	434
7. Discussion	438
8. References	440

1. Introduction

In a comprehensive paper incorporating much new data collected in 1975 (CHAO 1977 a) I have emphasized the predominance of the nonballistic, roll-glide WAGNER mode of transport of the Ries sedimentary ejecta. This is probably directly related to the nature of the very shallow multiring basin structure. The 1973 Ries research drill core, drilled to a depth of 1206 m, provided much information

on the crater structure. First, it led to identification of the crater floor or bottom, and hence the depth of the crater. Furthermore, it provided specific information on the overlap relationship of the high and low temperature suevite and information below the crater floor which helps to correlate and explain the seismic data. This is vital because it extends the information from a single drill hole to all of the crater covered by the seismic refraction and reflection profiles. The principal observations and their interpretation presented below are based on preliminary personal megascopic examination of the 1973 drill cores and preliminary study of about 200 doubly polished thin sections, polished mounts and covered thin sections of carefully selected cores, particularly the cores between depths 602 m and 650 m.

The three major observations from the 1973 Ries drill cores which contribute directly to the understanding of the nature and development of the shallow Ries crater are: 1. A 194 m thick high temperature suevite layer overlies 77 m of low temperature suevite; 2. An essentially undisplaced compressed zone with abundant shatter cones, about 128 m thick, lies directly below the fallback low temperature suevite; and 3. Many injection dikes and dikelets occur between 1150 m and 1186 m.

The first two observed facts indicate that peak pressure and temperature were reached in the basement crystalline rocks followed by the ejection of strongly shocked rocks, and shock pressures attenuated downward just above and below the crater floor. The third observed fact regarding the abundance of the occurrence of dilation-injection dikes may be related to the effect of rebound and uplift of the crater floor following shock compression. Evidence and the significance of these data as constraints in developing a complete cratering model of the Ries are presented.

2. General description of the 1973 Ries research drill core

The 1973 Ries research drill core, 10 cm in diameter, was recovered from a drill hole located 5 km N25°E of Nördlingen, and 3,5 km N75°W of the geometric center of the Ries basin (slightly NE of the village of Klosterzimmern). The drill site was chosen on the basis of geophysical studies to lie between a possible 4 km inner ring and the 12 km outer ring (CHAO 1977 a). The elevation of the drill hole is 427 m above sea level. The drill hole penetrated to a depth of 1206 m and the core recovery, except for about 5 m between 1029 m and 1034 m which are missing, is complete.

The 1973 Ries drill core samples have been examined megascopically and described by BAUBERGER et al. (1974). Several other descriptions and results of preliminary studies were published in volume 72 of *Geologica Bavarica* in 1974. Two Ries core colloquia have been held in München in May of 1975 and 1976. The participants were mostly investigators of the Ries cores and their results are being published in this issue.

The 1973 drill core is shown in a simplified schematic columnar section in figure 1. BAUBERGER et al. (1974) have classified the cores above the depth of 331 m

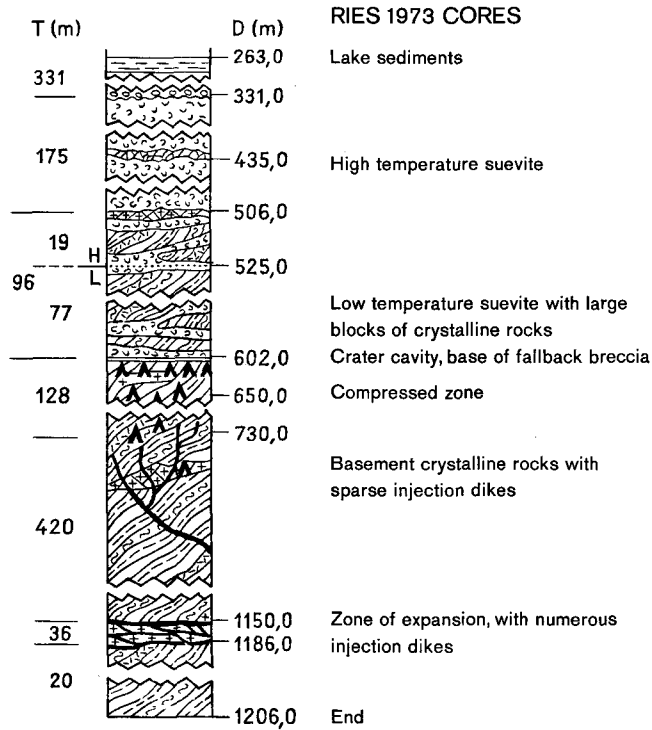


Fig. 1. Schematic columnar section of the 1973 Ries deep drill core.

Schematische Darstellung der Riesforschungsbohrung Nördlingen 1973.

as mostly lake sediments (see detailed descriptions by GUDDEN 1974; and other contributors in this issue). High temperature suevite (see below) with a few zones rich in crystalline blocks, e. g. near depths 435 m and 506 m, occurs between depths of 331 m and 525 m. Low temperature suevite (see below for description) with numerous meter to greater-than-meter-size crystalline blocks occurs between 525 m and 602 m. Essentially undisplaced and unbrecciated but highly fractured basement crystalline rocks occur below 602 m. They consist of quartz-bearing diorite, plagioclase amphibolite, amphibolite, banded hornblende gneiss, hornblendite (otherwise described as ultrabasite), foliated granitic gneiss (Flasergneiss), chloritized granodiorite and granitic gneisses, intruded by aplitic and pegmatitic dikes and leucogranite and biotite granite and two mica granites. A compressed zone (see below for description and definition and see CHAO and EL GORESY, this vol.) occurs between depths 602 m and 730 m. Irrespective of the rock types, the upper part of this zone is full of shatter cones. The amount of shatter cone features decreases with increasing depth (see HÜTTNER, this vol.). Most of the basement crystalline rocks, except for the intrusive granitic rocks, show a regional foliation or banded structure with a general NE-SW strike and a dip to SE (GRAUP 1975). Unlike the crystalline rocks outside the Ries crater, the crystalline rocks below 602 m were cut by dilation-injection dikes and dikelets (BAUBERGER et al. 1974; also see description and discussion below). The dikes and dikelets are particularly abun-

dant between depths of 1150.0 m and 1186.0 m. The drill core terminated in tectonically highly fractured granitic rocks at depth 1206 m.

3. Stratigraphic relationship between the fallback high temperature and low temperature suevite

The high temperature suevite samples from the 1973 drill core resemble the fallout suevite deposits outside the crater rim, except that the size and amount of glass fragments are smaller and less abundant. Furthermore, most of the glassy fragments in the high temperature suevite core samples have been removed by weathering, by underground solution. The presence of the glass fragments and the abundance of moderately to strongly shocked crystalline rocks they contain firmly indentifies the ejecta deposits between depths of 331 m and 525 m as high temperature suevite. Fig. 2 shows a thin section of the high temperature suevite.

The distinction between high and low temperature suevite is based not only on the fragment population differences such as in the relative abundance of glass fragments and moderately to strongly shocked crystalline rocks, but also on the

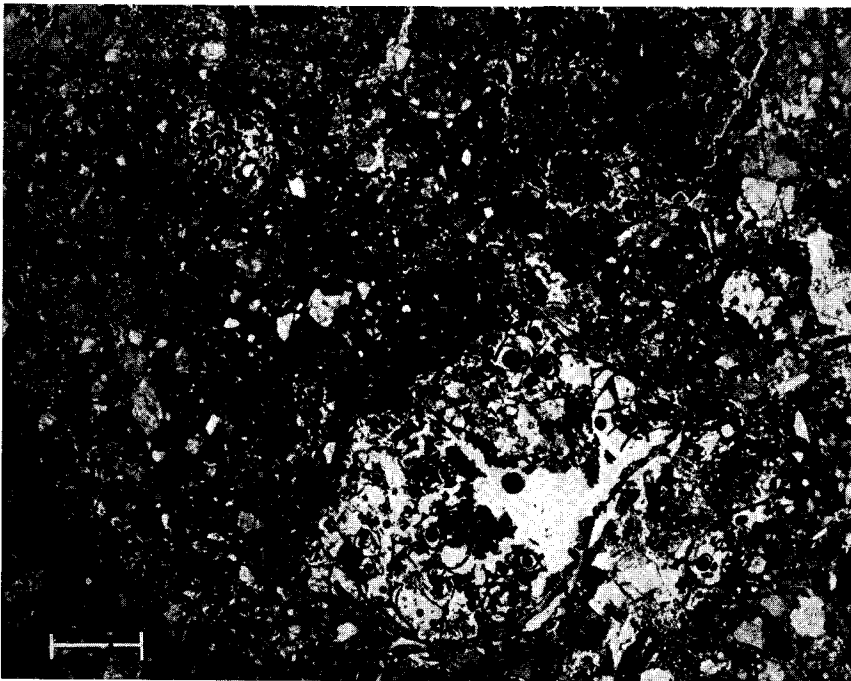


Fig. 2. Photomicrograph of a thin section of high temperature suevite at depth of 418 m. Note the vesicular glassy fragments, partly removed by solution, in the upper left and lower central part. Transmitted light. Bar scale 1 mm.

Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffes des Hochtemperatur-Suevits der Teufe 418 m. Man beachte die blasigen Glasfragmente, die teilweise weggelöst sind (links oben und im unteren zentralen Teil des Schliffs). Durchlicht. Weißer Strich = 1 mm.

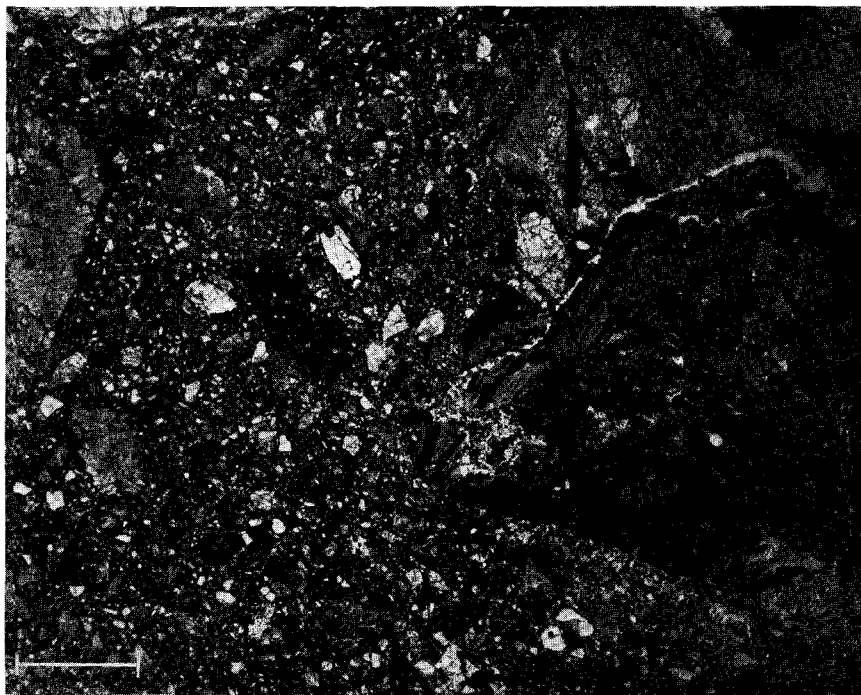


Fig. 3. Photomicrograph of a thin section of low temperature suevite at depth of 600.05 m. Angular quartz, feldspar and crystalline rocks are abundant. Sedimentary fragments (dark-colored fragment near center) are also present but they are rare. Glass fragments are also present but rare, none shown in this section. Transmitted light. Bar scale 1 mm.

Mikroskopische Aufnahme eines Dünnschliffes des Tieftemperatur-Suevits von der Teufe 600,05 m. Eckige Quarz- und Feldspatkörner sowie kristalline Einschlüsse sind häufig. Sedimentäre Fragmente (dunkles Fragment am Zentrum) sind zwar selten, aber vorhanden. Glasfragmente sind ebenfalls rar, aber anzutreffen (in dieser Aufnahme nicht vorhanden). Durchlicht. Weißer Strich = 1 mm.

magnetic properties (POHL 1974; CHAO 1977 a). High temperature suevite has a high negative remanent magnetization, giving rise to the magnetic anomalies detected in the crater. The shock-induced residual temperature in high temperature suevite after deposition must have exceeded 578°C , the Curie temperature of magnetite. The residual temperature of the low temperature suevite did not exceed the Curie temperature of magnetite. Low temperature suevite contains mostly low or weakly shocked crystalline rock fragments and sparse glass particles (Fig. 3). The low temperature suevite, as mentioned above, is interspersed with large blocks of weakly to nearly unshocked crystalline rocks. It occurs directly below the high temperature suevite and above the compressed zone between depths 525 m and 602 m. Some investigators referred to these as glass-rich vs. glass-poor suevite (ENGELHARDT and GRAUP, this vol). It is difficult to define the meaning of glass-poor in terms of less than 5, 10 or even 20 percent. Furthermore, within the high temperature suevite, some areas apparently contain much less glass than others and hence are glass-poor, although the residual temperature is the same as in the high temperature suevite with which it is associated.

Between the depths of 525 m and 602 m, taken as a whole as low temperature suevite, about 55 percent are large blocks of crystalline rocks and 45 percent are much finer-grained glass-bearing breccias. Except for the difference in fragment size and the small amounts of glassy particles in the breccias, the degree of shock in the large blocks is essentially the same as in the finer fraction. For this reason, the large blocks are considered as an integral part of low temperature suevite and thus an integral part of the fallback, low shock breccia or ejecta, with a low residual temperature.

Both the high temperature and the low temperature suevite are mixtures of various types of crystalline rocks with a small number of sedimentary rocks. Most of the glass fragments in the high temperature suevite from the 1973 Ries drill core are less than 5 cm in diameter, appreciably smaller than those in the fallout suevite deposits such as those from quarries at Otting, Aumühle (Hainsfarth), Zipplingen, Aufhausen and Amerdingen. The small glass particle size in the high temperature suevite may be significant in terms of the development of the crater.

Only glass-bearing suevites are present in the core. There is no melt layer, or anything approaching a melt layer in this part of the Ries crater which was penetrated by the 1973 drilling.

4. The compressed zone and the identification of the Ries crater floor

4.1. Definition and description

The compressed zone is a zone of undisplaced or essentially undisplaced bedrocks which directly underlies the fallback breccias and contains abundant shatter cones. Since shatter cones are characteristic structures produced by shock wave compression and expansion, these bedrocks, although somewhat recovered from shock, have been compressed but not crushed, brecciated, or accelerated to be ejected by the impact process. The bedrocks of this zone though highly fractured show only low or weak shock effects.

The compressed zone extends from 602 m to about 730 m depth. At depths below 730 m shatter cone features become much less conspicuous.

4.2. Distribution and inclination of the shatter cones in the compressed zone

HÜTTNER (this vol.) has measured and shown graphically the distribution and inclination of the shatter cones below depths 602 m. The general features are such that the shatter cones are more abundant and better developed near the top of the compressed zone. With increasing depth they become more widely spaced and less well developed, with divergent ridges but less distinct shape and relief. They tend to grade into features resembling slickensides at still greater depth. The angles of the cone axes are generally less than 30 degrees above the horizontal. Assuming that the general strike of the foliation of the basement crystalline rocks below the Ries crater is NE-SW, dipping SE, the majority of the shatter cone axes point to ESE, the location of the geometric center of the crater (the center of impact). The decrease in number of shatter cones with increasing depth is also evidence that the



Fig. 4. Photograph of a section of drill core of chloritized granite from depth 605 m, showing a group of shatter cones with acute apices. Diameter of core 10 cm.

Aufnahme eines Teils des Bohrkerns bestehend aus chloritisiertem Granit (Teufe 605 m) mit einer Gruppe von „Shatter Cones“ mit scharfwinkligen Spitzen. Durchmesser des Bohrkernes 10 cm.

compressed zone and the underlying rocks are essentially undisplaced and unbrecciated bedrocks. Figure 4 shows a shatter-coned surface in granitic rock at depth 605 m.

4.3. Attenuation of shock pressures as indicated by shock features in minerals and rocks and by fission track studies

CHAO and EL GORESY (this vol.) showed that the spacing of intergranular microfractures increases and the occurrence of intragranular microfractures in quartz and hornblende generally decreases with increasing depth. In places the attenuation of shock pressures appears to have been rhythmic or cyclic. The peak pressures below the top of the compressed zone can only be roughly estimated to have been perhaps less than 20 kb. The estimated shock pressures at depths below 730 m were probably not much more than a few kilobars. (CHAO and EL GORESY, this vol.). Hence shock pressures decreased at the rate of approximately 0.5 to 1 kb per 10 m depth for the first hundred or so meters and probably at less than that rate at increasing depths.

Shock attenuation is also evident from the fission track studies of WAGNER (this issue). Since the fission tracks in apatites in the crystalline rocks are easily erased or partially erased by shock-induced heating, all crystalline rock fragments

occurring as inclusions in suevite show essentially the age of the crater event, 14 to 15 million years. Below depth 602 m however, at depths of 603 m and 637 m the fission track ages of weakly shocked amphibolitic rocks are about 60 and 65 million years respectively. Core samples from depths greater than about 800 m show that the fission track ages were not affected at all by shock. This independent study of fission track ages is in excellent agreement with the shock attenuation analysis based on the study of shatter cones, and mineralogical and microstructural evidence.

4.4. Occurrence of Fe-Cr-Ni particles and veinlets in the compressed zone

The discovery and description of the occurrence of Fe-Cr-Ni particles and veinlets below the Ries crater bottom in the top of the compressed zone have been recently reported by EL GORESY and CHAO (1976 and this vol.), and CHAO and EL GORESY (this vol.). The most important observation is that such Fe-Cr-Ni particles, interpreted as the condensed relicts of the vaporized impacting stony meteorite, are much more concentrated between depths 602 and 604 m. Scattered occurrences were observed more than a meter apart down to a depth of about 617 m. This would not be the pattern of distribution if the rocks of the compressed zone were brecciated and displaced blocks. This distribution pattern suggests the top of the compressed zone as the floor of the crater.

4.5. Identification of the crater floor and its significance

In discussing the cratering process, most investigators have different concepts concerning a transient cavity, in contrast with the final shape of the crater, after readjustment such as central rebound and deep sliding (DENCE 1968). If the crater floor can be identified, as I believe to be the case for the Ries, it should clarify much of the confusion about the cratering process. The term crater floor or crater bottom is used here to denote the central part of the crater morphology which has not been displaced by the impact process. Based on the evidence described in items 4.1. to 4.4. above and summarized in table 1, the Ries crater floor, 3.5 km from the crater center, is at the core depth of 602 m.

If the crater floor can be successfully identified as reported here, then the depth of the crater can be determined. With this, the depth-to-diameter ratio can also be determined and the total volume of ejecta calculated. These basic parameters of the Ries (table 2) have already been reported (CHAO 1977 a and b).

5. Injection dikes and dikelets and the zone of expansional rebound

BAUBERGER et al. (1974) have carefully recorded the occurrence of fine breccia dikes which they call Ries breccias, in the 1973 Ries drill cores. These are fine-grained, brown colored injection dikes and dikelets with predominantly millimeter size quartz and feldspar mineral clasts, fragments of the basement crystalline rocks and minor amounts of shale and siltstone fragments of the Mesozoic sedimentary rocks. Shocked fragments are present but in general they are rare.

Figure 5 shows a typical occurrence of dilation-injection dikelet at depth 1170 m. The wall rocks are also brecciated. In places, the matched dilated walls filled by injection dikelets in between is clearly evident.

Figure 6 taken from a dikelet from depth 660 m shows the occurrence of ferruginous siltstone probably of Dogger beta and gray shale, probably either from Dogger alpha or Lias delta. Figure 7 shows a shock-twinned aggregate of calcite of a limestone clast from a dikelet at depth of 770 m. Figure 8 shows an angular grain of theomorphous K-feldspar, composition $Or_{90}Ab_{10}$, with traces of cleavage, also from depth 770 m. Such a grain is typical of strongly shocked crystalline rocks, their occurrence here is in general rare.

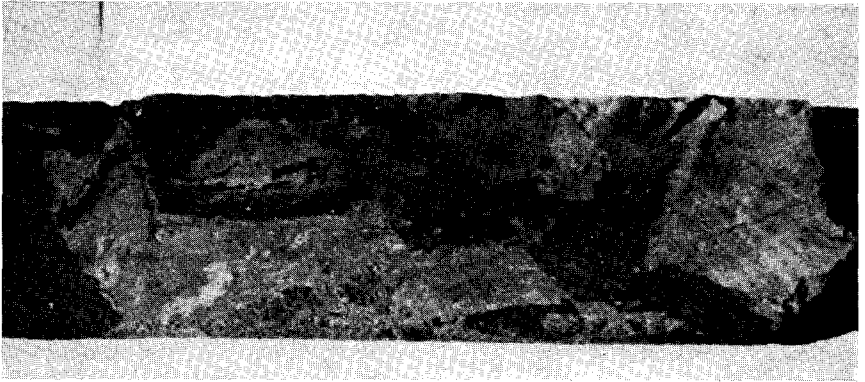


Fig. 5. Photograph of a sliced core from depth 1170 m, showing typical occurrence of injection dikelets (dark gray areas). Note the dilated fractures filled with injection dikelets with matching walls. Width of core 10 cm.

Aufnahme eines längs durchschnittenen Kernes (Teufe 1170 m). Die Aufnahme zeigt typische Injektionsadern (dunkelgraue Zonen). Man beachte die auseinandergerissenen Brüche mit zusammenpassenden Wänden, die mit brecciiertem Material gefüllt sind. Durchmesser des Kernes 10 cm.

Fig. 6. Photomicrograph of a thin section of injection dikelet from depth 660.1 m. Note the dark color gray shale fragments (gs) at upper left and right corner. An elongate dark ferruginous siltstone fragment (fs) is located at the left side. Another lighter colored ferruginous siltstone fragment is located in the lower right. Transmitted light. Bar scale 0.5 mm.

Mikrofoto eines Dünnschliffs eines Injektionsäderchens aus 660,1 m Teufe. Man achte auf die dunkelgefärbten, grauen schiefrigen Bruchstücke (gs) oben in der linken und rechten Ecke. Ein gelängtes dunkler gefärbtes eisenhaltiges Tonsteinbruchstück liegt am linken, ein weiteres heller gefärbtes am rechten unteren Bildrand. Durchlicht. Balkenmaßstab: 0,5 mm.

Fig. 7. Photomicrograph of an aggregate of shock-twinned calcite (a limestone fragment) from an injection dikelet from depth 770.0 m. Shocked limestone fragments must come from above the crater floor. Crossed nicols. Bar scale 100 μ m.

Mikrofoto eines Aggregates eines geschockten verzwilligten Calzits (ein Kalksteinbruchstück) in einem Injektionsäderchen aus 770,0 m Teufe. Geschockte Kalksteinbruchstücke müssen aus Bereichen über dem Kraterboden stammen. Gekreuzte Nicols. Balkenmaßstab: 100 μ m.

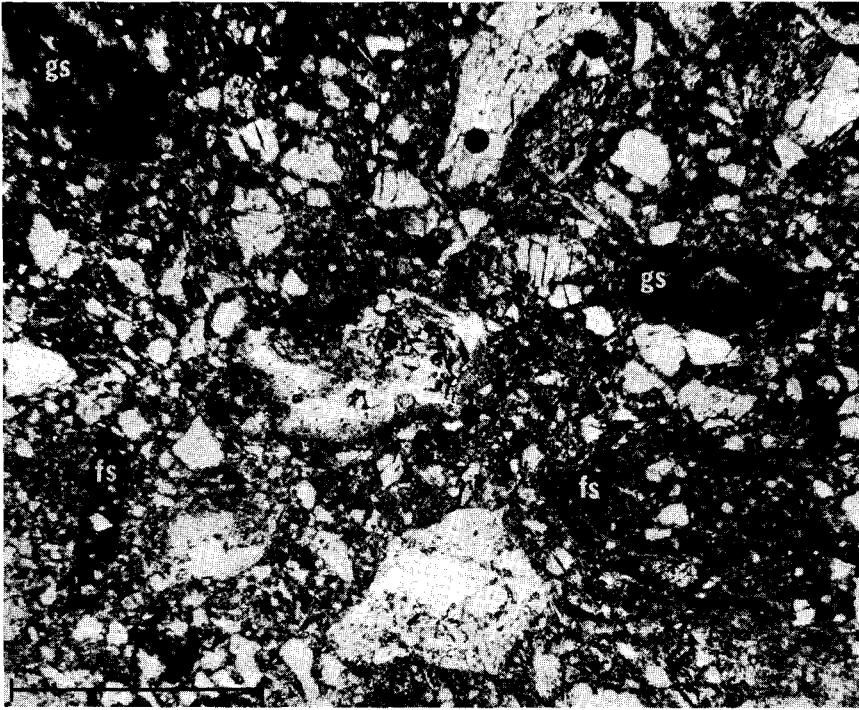


Fig. 6

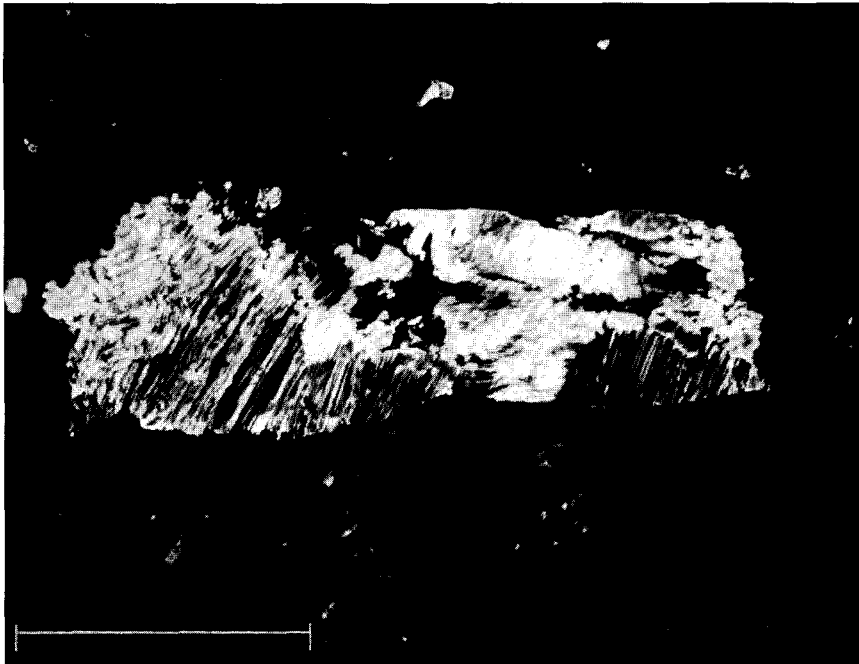


Fig. 7

Compared to the injection dikelets, the wall rocks of the crystalline rocks in which these dikelets occur are less affected by shock. They may be highly fractured and in places brecciated, but they do not contain shock metamorphic features as strong as those found in the dikelets. The presence of Mesozoic sedimentary clasts and crystalline rock fragments with distinctly stronger shock effects are conclusive evidence that all of the injection dikes and dikelets came from above the crater floor.

Based on the representation of the columnar section given by BAUBERGER et al. (1974) and the color photographs showing details of the 1973 Ries drill cores, it is estimated that about 45 percent of the cores at depths below 602 m contain scattered injection dikes, dikelets and stringers. As cut by the 10 cm diameter core, they range in widths from a few millimeters to as much as 50 cm. The spacings of their occurrence are irregular, ranging from less than a meter to 45 m apart. The most concentrated zone of such dikes and dikelets is located between depths of 1150 and 1186 m. Above this depth a few zones, for example 638—644 m, 732—740 m, 855—873 m, 1040—1049 m, and 1132—1138 m contain a few more dikelets than other zones. The zones where these dikelets are located are indicative of

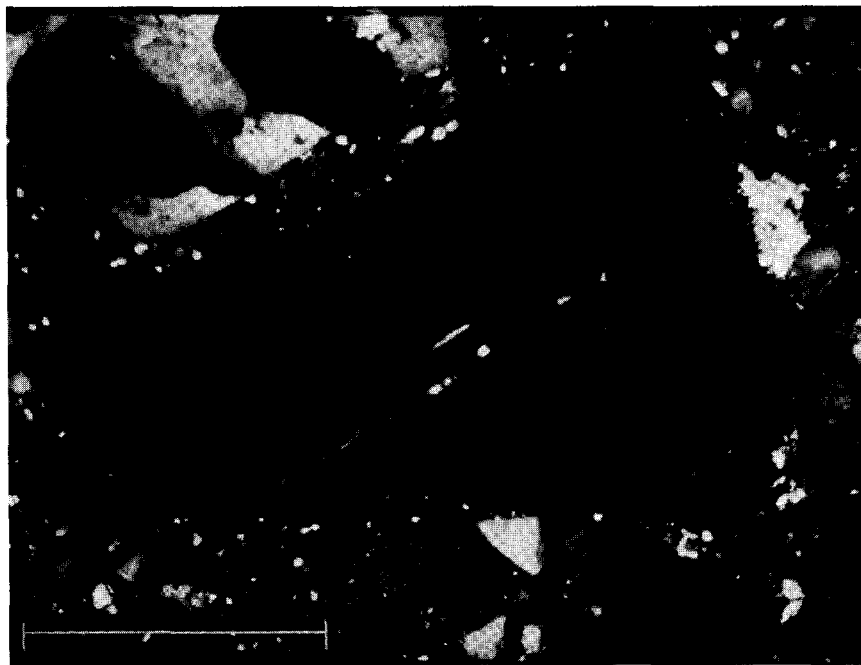


Fig. 8. Photomicrograph of a single grain of thetomorphic K-feldspar ($Or_{90}Ab_{10}$) glass with well preserved cleavage from an injection dikelet at depth 770.0 m. It is derived from a strongly shocked basement crystalline rock above the crater floor. Crossed nicols. Bar scale 100 μ m.

Mikrofoto eines Einzelkornes eines thetomorphen K-Feldspatglases ($Or_{90}Ab_{10}$) mit gut erhaltener Spaltbarkeit in einem Injektionsäderchen aus 770,0 m Teufe. Es stammt aus einem stark geschokkten kristallinen Gestein aus dem Basement oberhalb des Kraterbodens. Gekreuzte Nicols.

Balkenmaßstab: 100 μ m.

the fractured or dilated spaces injected and filled by such dikelets. An estimated total of expansion due to dilation below depths 602 m based on the estimated total volume of injection dikes is about 15 m. About half of this expansion occurred between depths 1150 m and 1186 m. Hence the region above 1186 m is interpreted as a major zone of expansion, where the essentially undisplaced basement crystalline rocks may have been uplifted a total of about 15 m, as a result of rebound after compression and recovery from the transient crater cavity.

6. The Ries cratering model

It is evident that the 1973 Ries research deep drill core has contributed the basic information identifying the position of the crater floor and hence the critical parameter on the depth of the crater. It has also clearly provided a vertical profile, the third dimension of the Ries crater. Furthermore the 1973 Ries drill core gave us a continuous profile below the crater floor showing the gradual attenuation of shock pressures and shock deformation. It provided us with samples for the detailed studies of dilation-injection dikes and the degree of fracture that can help to explain the geophysical refraction profiles. The value of the 1973 Ries drill core is immeasurable.

In addition to the principal parameters and characteristics listed in table 2, the constraints for the Ries cratering model include new data obtained in 1976. The finding of mineral-produced striae and clay polish on sharply angular limestone fragments in the sedimentary ejecta (CHAO 1976 a) further emphasizes that the ejecta were transported nonballistically under high confining pressure. Evidence of high downward pressure is exhibited by rupture of the striated limestone surface on top of the crater wall at the Siegling quarry south of Holheim. Based on the compressive strength of limestone under less than 500 bars confining pressure such downward pressure is estimated to be of the order of 3 Kb (CHAO 1977 b). These specific conditions must be met in the proposed cratering model.

The discovery of Fe-Cr-Ni particles and veinlets in the upper part of the compressed zone (EL GORESY and CHAO, 1976 and this vol.) makes it almost certain now that the impacting body is a rocky, stony meteorite with a density of about 3.5 g/cm^3 . Moreover, because traces of the condensed metal from the vaporized impacting body were found 3.5 km from the geometric center of the Ries, the impacting body hence could be as large as 3 km in diameter (CHAO and EL GORESY, this vol.). With such a large impacting body, the nature of its deformation, break-up and hydrodynamic flow must enter as consideration in the cratering model.

In a separate recent paper (CHAO 1977 b), I have itemized the morphologic, structural, geologic, geophysical and petrologic constraints and the constraints of the size and nature of the impacting body, and provided a schematic reconstruction of the cratering phenomenon which could produce the multiring structure of the Ries. This reconstruction is provided below. The model represented by these stages fully satisfies all the important constraints observed in the Ries, especially the requirement of nonballistic ejecta transport under confining pressures.

6.1. Description of stages of the cratering phenomenon which could have produced the Ries multiring basin

Stage T_0 (Fig. 9)

Pre-impact geologic setting of the Ries based on reconstruction (see CHAO 1977 a). This is a north (N)-south (S) section. Gently dipping Malm limestone (density about 2.4) (M), thickness about 100 m near the center to about 200 m near the southern rim. Overlay shales (density about 2.2) with some sandstones of Dogger and Lias (D), and shales (with some sandstones) of the Triassic Keuper (T) with a total thickness of about 450 m. The sedimentary sequence about 600 m thick was unconformably (U) underlain by basement crystalline rocks (density about 2.6) with foliation trending NE-SW and dipping SE. The water table was probably located at the depth of the Albrauf (AT). The impacting body was a stony meteorite (density 3.5) about 3 km in diameter, impacting at a velocity of 15 km/sec.

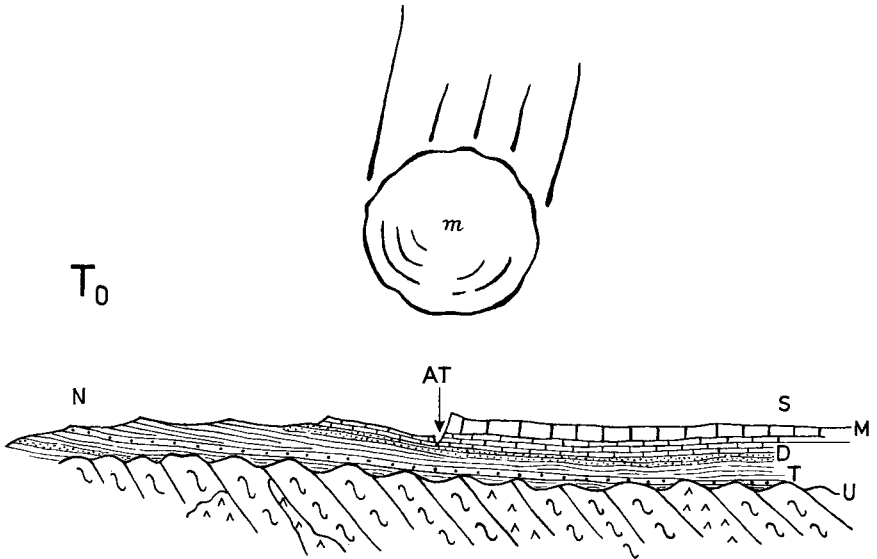


Fig. 9. Pre-impact geologic setting.
Geologische Situation vor dem Impakt.

Stage T_1 (Fig. 10)

Stage of initial penetration. With an impact velocity of 15 km/sec, the stony meteorite (m) penetrated down into the crystalline basement rocks, a distance of about 650 m, in about 100 milliseconds. Due to the lag time for material response, the amount of material vaporized and fused (short dashes) in this short time span is probably negligible. This accounts for the negligible amounts of fused limestone and other Mesozoic sediments in the Ries. As the result of penetration the lower sedimentary beds were compressed downward and the upper sedimentary beds were ruptured and upturned and displaced upward and outward. The depressed lower sedimentary beds near the center were crushed and brecciated. A very

small fraction, not much more than a percent of these, was incorporated in suevite. Another very small fraction was incorporated in fine breccias and was injected into fractures below the floor of the crater to form injection dikes and dikelets during the cratering process. Most was later expelled with the crushed crystalline rocks as shown in T_2 and T_3 . Peak pressure and temperature were reached in the basement rocks, producing suevite as the most intensely shocked and partly fused ballistic ejecta. The slightly concave back surface shown for the impacting body is speculative and is related to the differential flow and deformation of a large stony meteorite upon impact.

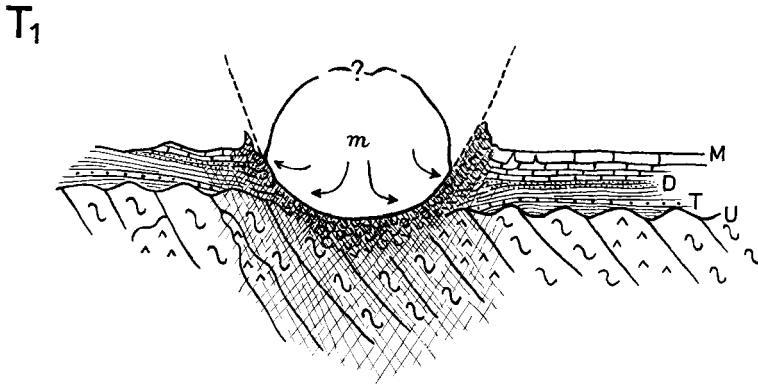


Fig. 10. Stage of initial penetration.
Stadium am Beginn des Impakts.

Stage T_2 (Fig. 11)

Details of the southern half of the crater cross section developed during this stage. Lateral enlargement with onset of lateral flow of the impacting body. Lateral displacement of the sedimentary beds and their rupture and upturn increased as the result of drag forces produced by the flow of the impacting body. A small amount

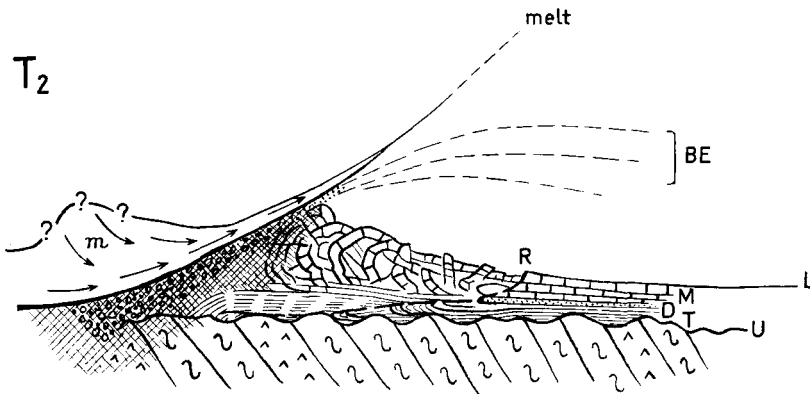


Fig. 11. Early stage of the lateral growth of crater.
Frühstadium der lateralen Kraterentwicklung.

of suevite, crystalline rocks and bunte breccia was ejected ballistically (B. E.). Mixing between the shale and limestone beds barely began as the sedimentary beds were displaced from the central area outward piling up on previously ruptured and displaced beds. L=land surface; R=crater rim; m, M, D, T und U same as above. Long dashed line delineates the crater floor. As indicated in T₁ the bulge in the outline of the impacting body as a result of differential non-uniform flow is marked by question marks to indicate that this is speculative.

Stage T₃ (Fig. 12)

Continued development of the southern half of the crater cross section. Crater development after one or two thousand milliseconds had elapsed. The crater was slightly deeper, causing steepening of the laterally advancing front lined with partial melt and fragments. The major development at this stage was the piling up of sedimentary breccia moving from the inner part toward the rim causing the front to greatly increase in height as it advanced. The upward drag along the transient crater cavity and the lateral pressure produced by the expanding front provided the forces which induced the roll-glide mixing of the sedimentary ejecta. This mechanism is indispensable for producing the confining pressure and the observed 3 Kb pressure at the crater rim. The height build-up was critical for producing the roll-glide, cascading, nonballistic motion as the dominant form of ejecta transport in the Ries. Furthermore, suevite and moderate to strongly shocked crystalline rocks acted as a buffer between the expanding front and the mixed sedimentary ejecta accounting for the lack of shock evidence among sedimentary ejecta. This upturned mixing sequence and nonballistic advance accounts for the observed ejecta distribution, where the uppermost limestone beds in general travelled the farthest. It also allows the small amounts of crystalline and sedimentary breccia and the suevite ejected ballistically to overlie the essen-

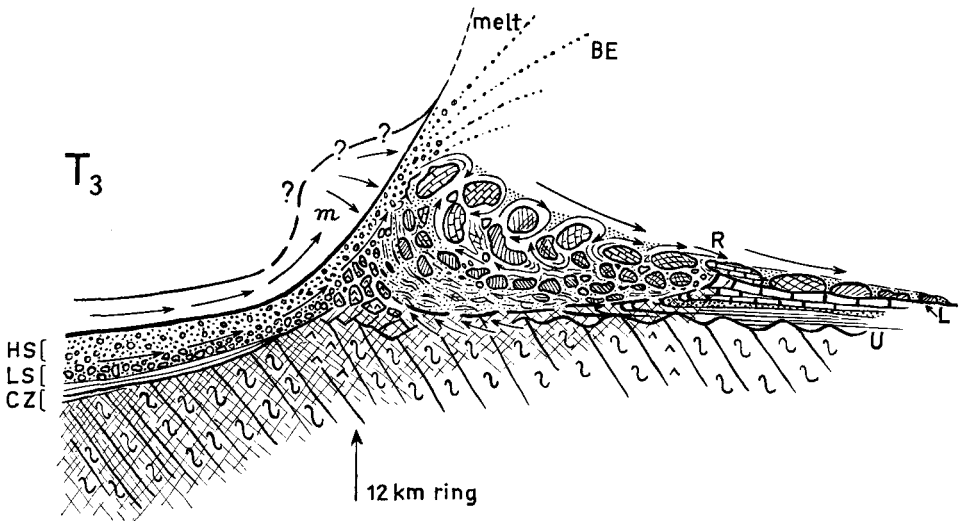


Fig. 12. Later stage of crater growth.
Spätstadium der Kraterentwicklung.
Final stage.

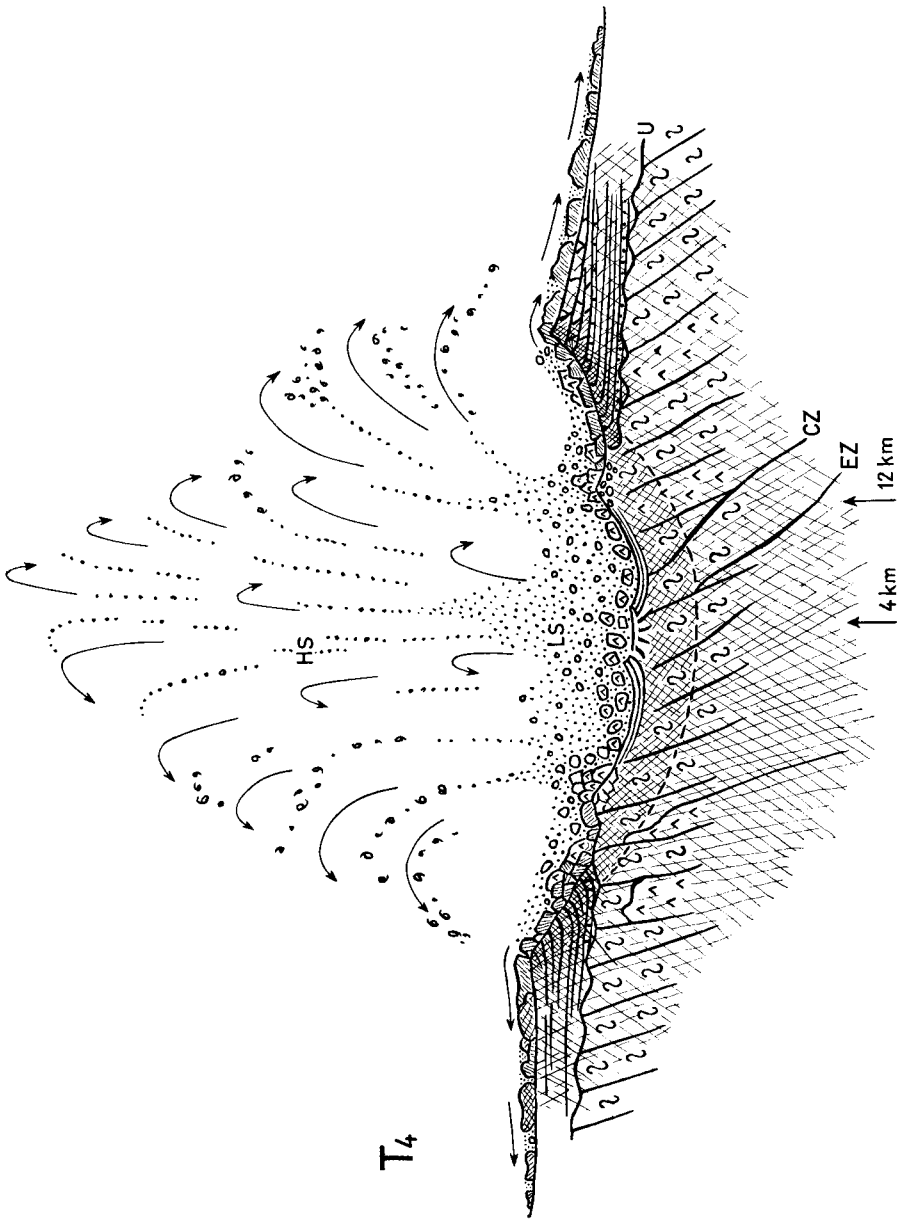


Fig. 13. Final stage. Endstadium.

tially nonballistically transported sedimentary ejecta (Bunte Trümmernmassen) close to the crater rim. Hence the phenomenon and mechanics shown schematically in T_3 satisfy the constraints imposed by geologic and petrologic observations for the Ries. Question marks along the bulge in the flowing impacting body are used as in T_1 and T_2 above to indicate that this shape is speculative. Arrows illustrate drag forces and direction of movement. The large vertical arrow points to the location of the 12 km diameter ring. It was produced by the combined drag forces of the laterally advancing meteorite and the upward drag induced in the basement as the overlying materials were turned upward and outward. HS = high temperature suevite; LS = low temperature suevite; CZ = compressed zone. Other notations same as above.

Stage T_4 (Fig. 13)

Final stage of the cratering process after most of the sedimentary ejecta had been expelled nonballistically outside of the crater, and the impacting body was completely dissipated by vaporization, melting and ejection. At this time much of the suevite was produced, with high temperature suevite (HS) ejected to great heights and low temperature suevite (LS) mixed with large blocks of weakly shocked crystalline rocks slightly lifted only as much as several tens of meters before falling back into the crater. There is no separate melt layer. A compressed zone (CZ) full of shatter cones underlay the fallback low temperature suevite. Shock pressures probably less than 20 Kb at the top of the compressed zone (see CHAO and EL GORESY this vol.) attenuated gradually downward. Dilation-injection dikes produced during stages T_2 to T_4 are common under the crater floor. A zone of expansion (EZ) at depths above 1186 m (CHAO 1977 a) perhaps lifted the entire block of crystalline rock below the crater floor some 15 m. The inner 4 km ring, uplifted some 150 m, is possibly the result of rebound. The transient crater floor may have extended a few hundred meters below the present crater floor. The extent of fracture shown below the crater floor is to conform generally to the reduced velocity shown by seismic velocity studies (POHL and WILL 1974) and by the two refraction profiles across the crater (ERNSTSON and POHL this vol.). Some fractures may extend beyond 10 km.

7. Discussion

The stages of schematic reconstruction of this new model proposed in this paper and discussed in detail in another paper (CHAO 1977 b), provide not only the necessary conditions for nonballistic ejecta transport, but nonballistic ejecta transport under high confining pressures and high pressures exerted by ejecta on the crater wall. Furthermore, by including consideration of the hydrodynamic flow characteristic of the relatively large, low density impacting body, this new model is consistent not only with the morphological and petrological constraints of the Ries, but accounts for the observed ejecta distribution relationship in great detail.

By comparison, the simple bowl-shaped impact model based on laboratory experimental studies such as that favored by GALL et al. (1975) fails to meet nearly all the requirements and facts of the Ries. First, a simple bowl-shaped model usually assumes the impacting body to be a small iron meteorite. This would ne-

cessarily produce an inner deep transient bowl-shaped crater. If we accept the identification of the Ries crater floor as given in this paper, then the shallow basin morphology and geometry of the Ries must be accounted for. Hence miraculous processes have to be called on to transform a simple bowl-shaped crater into a shallow multiring basin. The standard methods are to resort to central uplift as a result of rebound and the down-faulting and deep subsidence of the rim in order to make the area outside of the 12 km ring shallow and to produce the morphological rim with a 25 km diameter. A bowl-shaped crater some 2 km into the basement rocks should also have produced much more suevite and crystalline rock ejecta, many times the estimate shown in table 1. Even if this can be explained away, the bowl-shaped cratering model can only produce ballistically transported ejecta, a fact that no interpretation can modify in order to account for the extensive nonballistically transported Ries ejecta. More detailed discussions regarding various cratering models and the effects of the material differences between Malm, Dogger und Keuper and the basement crystalline rocks are given in another paper (CHAO 1977 b). Comparison of various cratering models led to the firm conclusion that the simple bowl-shaped model based on experimental impact studies cannot be valid for the Ries.

The model proposed here is promising because it is consistent with all the important Ries data that I am aware of. The details of the deformation and lateral spreading and flow of a large impacting body is the key for better understanding cratering models which are capable of producing multiring structures.

Table 1

Evidence for the identification of the Ries crater floor at 602 m in the
1973 drill core

1. Occurrence of essentially undisturbed compressed zone of basement crystalline rocks extending downward from 602 m; this zone, with abundant shatter cones, lies directly below the fallback low temperature suevite.
2. Axes of shatter cones in the compressed zone are at shallow angles to the horizontal, pointing to an impact not much more than 100 m above.
3. Gradual and essentially continuous attenuation of shock effects below 602 m.
 - a) Based on mineralogic and microstructural evidence (CHAO and EL GORESY, this issue).
 - b) Based on fission track age studies (WAGNER, this issue).
4. Concentration of Fe-Cr-Ni particles and veinlets (relict of the vaporized impacting stony meteorite) near the top of the compressed zone (EL GORESY and CHAO, 1976).

Table 2

Principal Characteristics of the Ries Crater

1. It is an impact crater: occurrences of coesite, stishovite, other shock features and armalcolite; evidence of high confining pressures required for nonballistic ejecta transport.
2. Crater diameter: 25 km; Crater depth: 750 m; Depth-diameter ratio: 1:33, with possibility of an outer ring 12 km and an inner ring (?) 4 km in diameter.
3. Crater volume: 184 km³.
Ejecta volume: varicolored sedimentary ejecta — 166 to 176 km³; Suevite and crystalline ejecta 18 to 8 km³.
4. Mode of ejecta transport:
Varicolored sedimentary ejecta — By high velocity, high confining pressure, non-ballistic roll-glide as much as 25 (?) km beyond the crater rim.
Varicolored breccia — By ballistic transport up to 50 (?) km beyond the crater rim.
Suevite — High angle, high velocity, airborne, mostly formed at peak pressure and temperature at the terminal stage.
5. Nature of impacting body: Probably a stony meteorite (EL GORESY and CHAO 1976).
Impact velocity — < 15 km/sec (?); size — about 3 (?) km in diameter.
6. Crater bottom lies between the base of fallback ejecta and a clearly defined compressed zone. The occurrence of the compressed zone may be sufficient evidence against an internal gaseous explosion origin.
7. High temperature fallback suevite overlies low temperature suevite near the center of the crater (POHL 1974). This and the absence of a melt layer is inconsistent with any model characterized by a melt-lined crater cavity.

A c k n o w l e d g e m e n t. I wish to thank Dr. H. VIDAL, president of the Geological Survey of Bavaria for the privilege of receiving portions of the 1973 Ries research drill core for joint detailed investigations with my colleague and friend Dr. AHMED EL GORESY of the Max Planck Institut für Kernphysik in Heidelberg. I am indebted to Drs. RUDOLF HÜTTNER of the Geologisches Landesamt Baden-Württemberg, JEAN POHL of the Institut für Angewandte Geophysik, University of München, and Drs. H. GUDDEN and H. SCHMIDT-KALER of the Bayerisches Geologisches Landesamt for assistance in field work and discussion of results of investigations regarding the Ries. Dr. H. GALL of the University of München and Dr. GÜNTHER GRAUP of the University of Tübingen also rendered valuable help in the field. I am grateful for the support of NASA contract W-13,130 which made the preparation of this paper possible.

8. References Cited

- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. and STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. *Geologica Bavarica*, 72, S. 33—34, München 1974.
- CHAO, E. C. T.: The Ries crater of southern Germany — A model for large basins on planetary surfaces. — *Geol. Jb.*, in press, 1977. — [1977 a].
- Mineral-produced high pressure striae and clay polish: Key evidence for nonballistic transport of ejecta from the Ries crater. — *Science*, 194 (4265), p. 615—618, 1976. — [1976 a].

- The Ries Crater, a model for the interpretation of the source areas of lunar breccia samples. — Abstract 7th Lunar Science Conference, Houston, Texas, p. 126—128, 1976. — [1976 b].
- Impact cratering phenomenon at the Ries multiring structure based on constraints of geological, geophysical and petrological studies and the nature of the impacting body. With energy considerations by J. A. MINKIN. — *The Moon*, in press, 1977. — [1977 b].
- CHAO, E. C. T. and EL GORESY, A.: Shock attenuation and the implantation of Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries Research deep drill core. — *Geologica Bavarica*, **75**, (this vol.), München 1977.
- DENCE, M. R.: Shock zoning at Canadian craters: Petrography and structural implications. — In: Shock metamorphism of natural materials, B. M. FRENCH and N. M. SHORT (eds.), Mono Book Corp., Baltimore, Md., p. 169—184, 1968.
- ENGELHARDT, W. v. u. GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- ERNSTSON, K. u. POHL, J.: Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- GALL, H., MÜLLER, D. u. STÖFFLER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfmassen des Impact-Krater Nördlinger Ries. — *Geol. Rundschau*, **64**, S. 915—947, Stuttgart 1975.
- GORESY, A., EL and CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**, 330—340, 1976.
- The origin and significance of the Fe-Cr-Ni veinlets in the compressed zone of the 1973 Ries research drill core. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- GRAUP, G.: Das Kristallin im Nördlinger Ries. — Diss. Univ. Tübingen, Tübingen 1975.
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtung zur Deformation des Kristallins der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- POHL, J. u. WILL, M.: Vergleich der Geschwindigkeitsmessungen im Bohrloch der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 mit seismischen Tiefensondierungen innerhalb und außerhalb des Ries. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 75—80, München 1974.
- WAGNER, GÜNTHER A.: Spaltspurendatierung an Apatit und Titanit aus dem Ries, ein Beitrag zum Alter und zur Wärmegeschichte. — *Geologica Bavarica*, **75** (this issue), München 1977.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 5. 10. 1976.

Research drilling Nördlingen 1973: polymict breccias, crater basement, and cratering model of the Ries impact structure

By DIETER STÖFFLER

With 3 figures and 1 table

Kurzfassung

Auf Grund der Ergebnisse petrographischer Untersuchungen des Suevits und der gangförmigen Breccien des Bohrkerns Nördlingen 1973 werden die Genese der polymikten Breccien und die Struktur des kristallinen Krateruntergrundes im Ries diskutiert.

Der Suevit der Bohrung ist vermutlich nicht durch eine einphasige und kontinuierliche Ablagerung entstanden. Die unterste Sueviteinheit ist ähnlich einer „ground surge“ in Spalten des kristallinen Grundgebirges (505—602 m und 642 m) eingedrungen. Der hangende Suevit wird als Rückfall gedeutet, in welchem der Schmelzanteil von einem maximalen Wert zwischen etwa 379 und 435 m kontinuierlich nach unten abnimmt. Die Suevitlage oberhalb etwa 378 m, durch wechselnde Schmelzanteile gekennzeichnet, kann durch ein Eingleiten in den Krater aus einer primären Lage nahe dem inneren, kristallinen Wall gedeutet werden.

Der Boden der vorübergehenden Kraterhohlform wird durch eine Kristallinzone von 505 oder 520 m bis 602 m repräsentiert, welche durch Sueviteinschaltungen zerschert ist. Das von Gangbreccien unterschiedlicher Zusammensetzung durchsetzte Grundgebirge wird in mehrere Einheiten gegliedert, die vermutlich relativ gegeneinander bewegt und insgesamt nach oben angehoben wurden.

Unter Berücksichtigung bekannter geologischer, geophysikalischer und petrographischer Randbedingungen wird ein Modell der Kraterbildung für das Ries abgeleitet. Der gegenwärtige, flache Krater ist aus einer vorübergehenden Kraterhohlform von etwa 2—2,5 km Tiefe durch nach oben gerichtete Massenbewegung in unmittelbarer Folge des ballistischen Auswurfs entstanden.

Summary

The genesis of polymict breccias of the Ries and the structure of the crystalline crater basement is discussed on the basis of petrographic analysis of the suevite and dike breccias in the drill core Nördlingen 1973.

The suevite of the drill core is not considered to be deposited in one continuous fallback phase. The lower melt-poor layers were intruded in the mode of a „ground surge“ into the fractured, crystalline basement (505—602 m and 642 m). The suevite below about 378 m is interpreted as a fallback formation in which the melt content is highest at the top and decreases continuously downward. The suevite above 378 m which has a variable content of melt might have slumped into the crater from the slope of the inner crystalline ring.

The floor of the transient crater cavity is represented by a zone of basement rocks (505 or 520 m to 602 m) disrupted by suevite intercalations. The lower basement dissected by dike breccias of variable composition can be subdivided into several units which might have been moved relative to each other and were uplifted as a whole.

A cratering model of the Ries is derived from these results considering known geological, geophysical and petrographic boundary conditions. The present flat-floored crater results from the collapse of a transient crater cavity with a depth of about 2—2.5 km. The uplifting of the basement probably took place by rebounding and rim faulting immediately after the ballistic excavation.

Contents

	Page
1. Introduction	444
2. Origin of polymict breccias	444
2.1. Suevite	444
2.2. Dike breccias	447
2.3. Relations to fallout suevite	447
3. Crater basement and volume of excavated crystalline rocks	450
4. Cratering model	456
5. References	456

1. Introduction

The aim of the following paper is to discuss the implications of the Ries deep drilling project for the origin of the Ries crater. The discussion will be mainly based on the data presented in an accompanying paper (STÖFFLER *et al.*, this volume) and on relevant data obtained by other authors of this volume.

The analysis of the drill core Nördlingen 1973 has revealed a large volume of new, solid data covering a complete cross section of the crater filling and basement. They provide many well defined constraints for an improved model of the cratering process for the Ries event. In spite of this there is still much room for speculation concerning a number of basic questions. Some of these are: What is the definition and where is the location of the crater floor? Is the crystalline basement below the suevite layer *in situ* or laterally and/or vertically displaced? Can the drill core profile be considered to be typical for the whole central crater? What is the spatial distribution of the suevite in the crater, could it be replaced by an impact melt layer in the center of the crater?

Additional constraints have to be considered in the attempt to answer these questions. Most important in this respect are experimental and theoretical data on shock wave physics and cratering mechanics (see e. g. Symp. Planet. Crat. Mech., 1976) and direct observations in terrestrial and planetary impact craters.

2. Origin of polymict breccias

2.1. Suevite

For the mode of emplacement of the suevite it seems useful to consider some prominent vertical variations in the composition and structure of the suevite. Most relevant is the decrease of shock metamorphism (melt and shocked quartz,

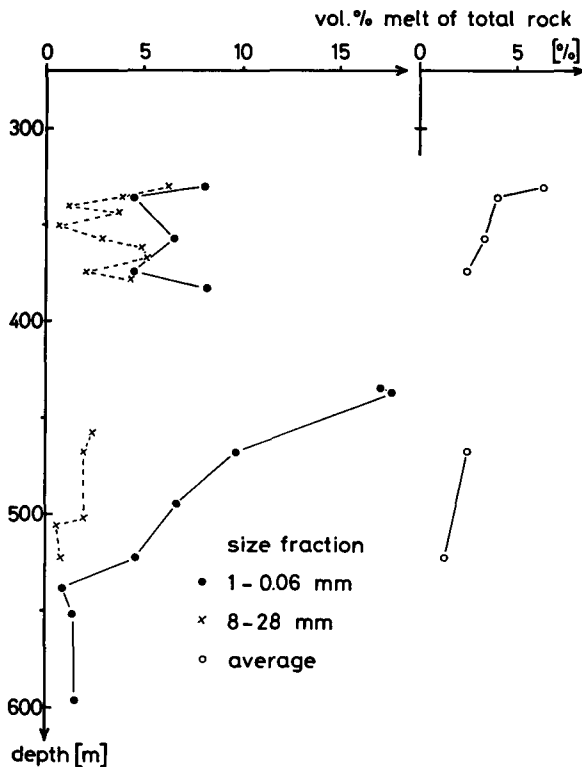


Fig. 1. Distribution of melt in the suevite of the drill core Nördlingen 1973. The average values were calculated on the basis of the measured grain size distribution. Inspection of suevite between 380 and 434 m indicates very high melt contents with a discontinuous increase at about 380 m compared to the suevite above.

Verteilung des Schmelzanteils im Suevit der Bohrung Nördlingen 1973. Die Mittelwerte wurden aus den gemessenen Korngrößenverteilungen berechnet. Die makroskopische Überprüfung des Kernabschnitts von 380 bis 434 m zeigt einen sehr hohen Schmelzgehalt an, der bei etwa 380 m diskontinuierlich einsetzt.

Fig. 9 and 11 of STÖFFLER et al., this volume), in particular of the melt below about 380 m (Fig. 1), the decrease of the mean grain size (Fig. 5 of STÖFFLER et al., this volume), and the occurrence of large crystalline intercalations below 505 m. Most puzzling features are the large crystalline blocks between 390 and 434 m and a layer of "sorted" suevite at 378.5 m which is very similar to the top layer of the suevite above 331 m. The general picture for the suevite below about 380 m seems to be consistent with the following interpretation: the geometry of shock zoning and particle motion during crater growth causes material with a higher proportion of strongly shocked rocks to be ejected first and faster than later material which is less strongly shocked (Fig. 2). Upon fall back one should expect more highly shocked material on top. This explains reasonably the variations in the suevite between about 380 and 602 m, but not quite well the situation above 380 m.

If the layer of "sorted" suevite at 378.5 m is equivalent to the top layer at 328—331.5 m and can be interpreted as the very latest fallback material, then the whole suevite layer (325—602 m) might not have been produced in a single continuous fallback phase. Instead, the "sorted" suevite at 378.5 m may have formed the upper surface of the floor of the crater cavity for a short period of time. It was shortly thereafter covered by a suevite layer (325—378 m) which slumped into the crater as a whole unit (?) from an area nearer to the crystalline ring due to a rather steep slope toward the center of the crater. Another difficulty is the interpretation of the large crystalline blocks between 390 and 434 m. One possible interpretation is that these blocks were first not part of the ejecta plume of suevitic material but were disrupted from the basement at a later stage of the crater growth and got mixed during ballistic transport with the suevite "cloud" falling back into the crater.

The interpretation of the lowermost suevite section (below 515 m) cannot be made without taking into account the composition, structure, and shock metamorphism of the interlayered crystalline basement rocks. STETTNER (1974) and ENGELHARDT and GRAUP (this volume) have argued in favor of a parautochthonous nature of the crystalline basement below 525 m. STÖFFLER et al. (this volume) found a number of compositional and shock metamorphic similarities to the dike breccias between 602 and 890 m. Based on these independent observations we believe that this melt-poor suevite which is more a polymict crystalline breccia than normal suevite, was formed by lateral intrusion of a highly turbulent flow of fragmental crystalline material into the basement which simultaneously was disrupted by rarefaction waves. An interpretation as fallback material (CHAO, this volume) is considered less probable. The occurrence of suevitic dike material (with vesicular melt particles) at 642 m (see Fig. 7 of STÖFFLER et al., this volume) also favors our interpretation.

The final important question is whether the suevite profile observed in the drill hole Nördlingen 1973 is typical for the whole breccia formation of the central crater. The magnetic ground measurements (POHL 1974, and this volume) clearly demonstrate that the thickness of the breccia formation which displays a remanent magnetization (suevite or a comparable hot impact formation) is very variable throughout the central crater. It is probably thickest in an irregular, roughly ring-like zone at a radial distance of about 4—5 km from the center and in the center of the crater itself. The presence or absence of an impact melt layer in the central crater area cannot be inferred from the magnetic anomaly map (POHL, oral communication, POHL et al. 1976) despite of interpretations to the contrary (CHAO 1976 and this volume). However, informations from other, more deeply eroded craters such as Rochechouart (France), Lappajärvi, Mien, Clearwater Lake-W, Mistastin which are all in the size range of the Ries and all do have occurrences of suevite and impact melt rocks (KRAUT and FRENCH 1971, LAMBERT 1976, LEHTINEN 1976, STANFORS 1969, DENCE 1968, GRIEVE et al. 1976) cannot be neglected with respect to the nature of the impact formation in the central Ries crater (inside a radius of about 3.5 km). The distribution of impact melt rock and its stratigraphic relation to suevite breccias at craters such as Rochechouart (LAMBERT 1976) or Lake Mien (STANFORS 1969) show that the impact melt is on top of suevite or polymict crystalline breccias and is restricted to a rela-

tively small central area of the crater. These observations from other craters and the occurrences of some isolated patches of impact melt rocks near Polsingen and Amerbach (eastern rim of the Ries crater) strongly support the idea that a coherent impact melt layer might be present in the central crater of the Ries. Consequently the breccia profile of the drill core (STÖFFLER et al., this volume) should not be extrapolated as a standard profile to the innermost, unexplored area of the central Ries crater.

2.2. Dike breccias

As discussed in this volume (STÖFFLER et al.) the dike breccias carry two types of material: "xenolithic", sometimes shocked fragments derived from all stratigraphic levels of the Ries target and local fragments disrupted from the adjacent country rock. The transport of this material into rather thin dikes over distances of tens or even hundreds of meters requires a highly energetic process. Therefore this process, most probably, takes place during the crater growth where comminuted and shocked material moves against the wall of the growing crater cavity with a high particle motion. Thereby the material can be intruded into the fractured basement (Fig. 2). In general, dikes of polymict breccias are commonly observed in many deeply eroded impact structures (e. g. ROBERTSON 1968, DENCE 1972). A variation of compositional and textural properties of the dike breccias within the drill core was found as a function of depth (Table 3, Fig. 11 and 15 of STÖFFLER et al., this volume) which seems to be relevant for the origin of the dikes and the crater basement as well. In the upper section of the basement (602 to about 890 m) the dikes contain sedimentary rock fragments from all stratigraphic levels (limestones, shales) and shocked quartz fragments whereas in the lower section only few sedimentary rocks from the lower stratigraphic level occur.

A possible interpretation of this is that the lower section of the basement was injected by dike breccias at a time of the crater growth when most sedimentary rock strata had been already excavated. In addition, it indicates that parts of the crystalline basement were laterally moved by the crater excavation process after the intrusion of the dikes. This seems possible in a region of the crater where the particle motion is nearly horizontal or slightly upward (GAULT et al. 1968, STÖFFLER et al. 1975) so that large blocks of crystalline basement intruded by dike breccias were displaced radially outward by non-ballistic gliding or under- and overthrusting mechanisms (Fig. 2). Evidence for such mechanisms can be also found at the present surface in crystalline blocks of the inner ring or even of the outer deposits of the Ries as well as in crystalline blocks within the suevite layer of the drill core (e. g. at 390—434 m) where dikelets of breccia occur frequently.

2.3. Relations to fallout suevite

Fallout suevite occurs as isolated patches of less than 1 km² extent and mostly less than 20 m thickness outside of the inner ring (megablock and Vorries zone as defined by POHL et al. 1976; U and D of Fig. 3d). From the data presented in the foregoing paper (STÖFFLER et al., this volume) and the study of fallout suevite in the Ries (ACKERMANN 1958, HÖRZ 1965, FÖRSTNER 1967, ENGELHARDT et al.

1969, HÜTTNER 1969, ENGELHARDT 1971, GALL et al. 1975) it is apparent that the fallout suevite differs distinctly from the fallback suevite with respect to volume, shape, and grain size of melt products, volume and type of sedimentary rock inclusions, areal distribution and thickness.

The differences between the two types of suevite formations must reflect differences in the mode of ejection, ballistic transport and deposition of the constituent particles and of the location of their source region within in the transient shock zones of the crater. Using the available information from theoretical and experimental impact cratering (GAULT et al. 1968, STÖFFLER et al. 1975, Proceedings Symp. Planetar. Cratering Mechanics 1976) we must assume that in the quasi-hemispherical or pear-shaped melt zone the region laterally away from the projectile that is nearest to the free surface of the transient cavity, is first moving downward radially away from the projectile and then accelerated upward into ballistic trajectories at angles between 20 and 60°. This is the most plausible mechanism for the mixing of melt and rock fragments of decreasing intensity of shock metamorphism (Fig. 2).

The uppermost part of the shell of melt which involved mainly sedimentary rocks, was probably ejected with very high velocity far beyond the present outer edge of the continuous deposits of the crater. This happened already before the stagnation point of the penetrating projectile was reached. The lower part of the melt zone, preferably the outer shell of it, which was mainly confined to the crystalline basement rocks, had a much smaller particle velocity. It was ejected very late in the excavation process after the Bunte breccia was ejected already (Fig. 2). This melt is the most probable source from which melt particles already mixed with shocked rock debris during the downward movement were disrupted by the upward acceleration and consequently shaped into bomb-like forms as found in the fallout suevite. The size of the bombs was determined by the viscosity of the melt which was already relative low at the time of disruption. Melt and rock fragments formed a dense cloud which for theoretical and experimental reasons is expected to leave the crater in a sheet-like, conical plume. However, it is difficult to explain the patch-like distribution of suevite and the admixture of limestone and other sedimentary rocks by this model. Obviously the suevite ejecta plume was irregular and discontinuous which resulted in discontinuous distribution pattern of the fallout suevite. There are indications for such irregularities in nuclear, TNT, and impact cratering experiments (Proc. Symp. Planet. Cratering Mech. 1976) but data and theory are insufficient yet for solid explanations. Also the effects of the atmosphere and of the air ground shock and the rarefaction induced afterwinds should be considered.

Concerning the fallback suevite the source region of its melt inclusions must be a deeper part of the melt zone in which the velocity and vector of particle movement did not result in an ejection beyond the rim of the transient crater cavity (Fig. 2). Also the innermost, hottest and less viscous shell of the melt zone should have been incorporated into the suevite since it cannot be ejected beyond the crater due to the downward movement. Thereby fused sedimentary rock material at least from the lower part of the sedimentary strata (depending on the penetration depth of the projectile and extension of the zone of vaporized rock)

could be mixed into the melt (Fig. 2). This might explain the smaller size of the melt inclusions and their extreme vesiculation which could result from the high content of water in the sedimentary rocks. Unfortunately, the severe hydrothermal alteration of the melt particles in the fallback suevite does not allow a definite decision as to a sedimentary or crystalline or mixed-rock nature of the primary melt.

Furthermore the question has to be raised whether the material of the drill core suevite was actually ejected vertically to relatively large heights or whether it turbulently moved more or less like a surge along the ground of the transient crater. The latter mechanism seems to be required to explain the intrusive character of the lowermost suevite (below 515 m) and the "suevite"-dike at 642 m of the drill core. On the other hand the "sorted" suevite above 331 m speaks in favor of a late true fallback phase which interfered with the atmosphere. The present irregular distribution and thickness variation of suevite within the central

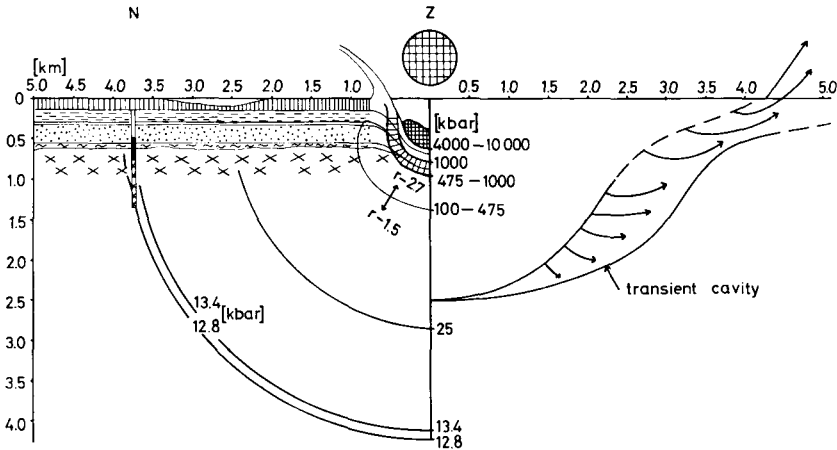


Fig. 2. Diagrammatic representation of the compression phase (left) and of the formation of the transient cavity (right) for one probable set of starting conditions for the Ries event (kinetic energy of the projectile = 10^{27} erg, impact velocity = 20 km/sec; stony meteorite). The left part of the cross section shows the state of impact at and shortly after the time the meteorite has reached the stagnation point; pressure boundaries at various, subsequent time intervals of the spherically propagating ground shock wave; cross-hatched: meteorite, widely hatched: melt zone; for comparison the pressure decay from a maximum peak pressure of 10 megabar is indicated (the lower boundary of the meteorite might be at a different level in this case). Vertical column at 3.7 km indicates the position of the drill hole Nördlingen 1973 (black = suevite). The arrows of the right diagram indicate the flow field for the particle motion at a late stage of excavation.

Schematische Darstellung der Kompressionsphase (links) und der Bildung der momentanen Kraterhohlform (rechts) für wahrscheinliche Bedingungen des Ries-Impakts (Kinet. Energie des Projektils = 10^{27} erg, Einschlaggeschwindigkeit = 20 km/sec, Steinmeteorit). Linkes Bild: Zustand während und kurz nach dem Stillstand des komprimierten Meteoriten. Druckangaben für verschiedene, nacheinander folgende Zeitpunkte der Ausbreitung der Stoßwelle; kariert: Meteorit; weit schraffiert: Schmelzzone; zum Vergleich ist der Druckabfall für einen maximalen Spitzendruck von 10 megabar angegeben (die Untergrenze des Meteoriten würde dabei allerdings in einem anderen Niveau liegen). Vertikale Säule bei 3,7 km gibt die Lage der Bohrung Nördlingen 1973 an (schwarz = Suevit). Die Pfeile deuten die Fließlinien für die Partikelbewegung in einer späten Phase der Exkavation an.

crater as postulated by the magnetic anomalies and the vertical variation of the modal composition in the drill core above about 505 m might be best explained by an extensive vertical ejection and fallback mechanism rather than by ground surging. Consequently, two different mechanism might be involved in the suevite formation. An earlier ground surge derived from an area at some lateral distance from the projectile formed the melt-poor, cold suevite intrusively. On top of it the true fall back suevite originating from the vicinity of the projectile was deposited later in time (see also POHL et al. 1976).

3. Crater basement and volume of excavated crystalline rocks

Most relevant information about the genesis of the Ries crater basement has been obtained from geophysical ground measurement and well logging in the drill hole Nördlingen 1973 (ANGENHEISTER and POHL 1969, POHL and WILL 1974, ERNSTSON and POHL 1974; ERNSTSON and POHL, this volume). An attempt to synthesize petrographical, geological and geophysical field and drill core observations was made in a general review of the Ries crater by POHL et al (1976). We will therefore restrict our discussion to those factors in the interpretation of the crater basement which are related mainly to the drill core data.

First we have to consider the pre-impact profile at the location of the drill hole and the relief of the surface of the crystalline basement in the whole target area. According to POHL et al (1976) and GALL et al. (1976) it is very probable that the basement was covered with the complete sequence of sedimentary rocks up to Malmian limestones (Fig. 3). The exact thickness of the sedimentary strata is not known. In the vicinity of the western to northern crater rim the surface of the undisturbed basement varies from +100 m to -50 m to +180 m above sea level going from south to north (POHL et al. 1976). Consequently the actual thickness of excavated rocks at the drill core location remains somewhat uncertain. Moreover, there exist different interpretations as to the definition and location of the crater floor in its present location. The crater floor in a morphological sense is located at the top of the fallback material. The floor of the transient crater as defined by the bottom of the fallback material must be located between about 506 and 602 m depending on the interpretation of the suevite and the crystalline rock layers in this depth range as a true fallback material (CHAO, this volume, EL GORESY and CHAO 1976) or as in situ fractured basement intruded by suevite (ENGELHARDT and GRAUP, this volume, STÖFFLER et al., this volume). The latter authors presented clear petrographic and shock metamorphic evidences in the crystalline rocks and in the polymict breccia intercalations that the floor of the transient crater is represented by a transitional zone located between 506 and 602 m rather than at 602 m as proposed by CHAO (this volume). It is mechanically much more plausible that the crater bottom was formed by extremely violent shearing movements acting not on a single shear plane but rather on a set of shear planes which dissected the crystalline basement and simultaneously allowed the suevite material to penetrate into the open fractures.

If we exclude, for a moment, any impact-induced uplifting of the crystalline basement and if the estimated thickness of the suevite intercalations and dike

breccias below about 506 m (39 m of suevite and 43 m of dike breccia) is subtracted from the basement its top surface should be located at a depth of about 587 m (160 m below sea level). This means that at least 110—340 m of crystalline basement rocks were removed at the drill point location assuming the pre-impact surface between +180 and -50 m above sea level.

However, many observations made in the crystalline basement rocks and the dike breccias lead to the conclusion that the 619 m thick basement sectioned by the drilling is not in situ but consists of several structural units which have been moved laterally as well as they have been uplifted as a whole (see also section 2). The main evidences for this assumption arise from the distribution of shock effects (ENGELHARDT and GRAUP, this volume) the distribution and petrographic composition of dike breccias (STÖFFLER et al., this volume) and from the distribution and intensity of mechanical deformations such as shatter cones, brecciation, fracturing and shear faulting (STETTNER 1974, HÜTTNER, this volume, BAUBERGER et al. 1974, GUDDEN 1974). According to these properties the following structural units which may have been displaced relative to each other, can be distinguished:

1. Unit 1 from 505—670 m: moderately shocked to about 160 kb (ENGELHARDT and GRAUP, this vol.) with shatter cones; dissected by suevitic material in the upper part (505—602 m) and at 642 m and by dike breccias which are similar in composition to melt-poor suevite.
2. Unit 2 from 670—790 m: low shock metamorphism (possibly less than 50 kb, ENGELHARDT and GRAUP, this vol.) with decreasing intensity of shatter coning dissected by carbonate-rich dike breccias low in quartz and sedimentary rocks but otherwise similar to the melt-poor suevite (STÖFFLER et al., this vol.). The lower part of this unit contains a moderately shocked granite (762—775 m) which is allochthonous relative to the country rocks according to ENGELHARDT and GRAUP's interpretation.
3. Unit 3 from about 790—890 m: low shock metamorphism (deformation of pyroxene and biotite according to ENGELHARDT and GRAUP, this vol.); dike breccias still distinctly polymict and carbonate bearing (matrix), texturally similar to melt-poor suevite.
4. Unit 4 from about 890—1070 m: weak shock effects only in biotite; dike breccias finer grained, less polymict, but contain still shocked quartz; laminated texture more distinct.
5. Unit 5 from about 1070—1190 m: weak shock effects only in biotite, dike breccias similar in texture to unit 4 but extremely high ratio of quartz to feldspar and lack of shocked quartz; extreme concentration of dikes in a granitic intercalation between 1133 and 1190 m.
6. Unit 6 below 1190 m: different lithology (migmatic augen gneisses, STETTNER 1974; GRAUP, this vol.); no dike breccias.

The most prominent discontinuity in this sequence is between 667 and 678 m (probably at about 676 m) and at the contacts of the granitic intercalation (762—775). Another most distinct zone of shearing occurs between 1130 and 1190 m. On the basis of the present data it is difficult to infer a final conclusion as to the exact location and direction of the movements of basement units. In this context it might be important to note that the breccia dikes should have been connected to the free surface during crater growth in order to be filled with polymict material from all parts of the pre-impact stratigraphy. It appears reasonable to assume that the dike breccias intruded into various structural units of the basement at a time of the crater formation where these units were located at places nearer to the surface of the transient cavity and at different radial distances from the point of impact. During the crater growth the shearing movements

are directed radially outward from the crater, but during collapse of the transient crater cavity movements will be in the opposite and also in a more vertical (uplifting) direction. It seems impossible to recognize such a complicated pattern of movements unequivocally in a one-dimensional section of a single drill hole.

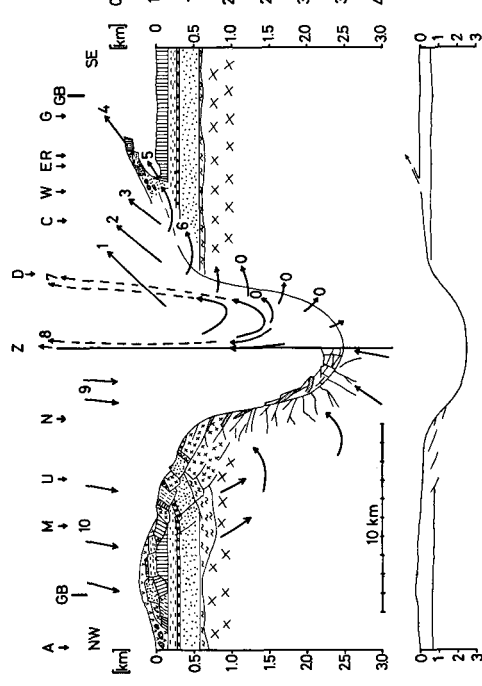
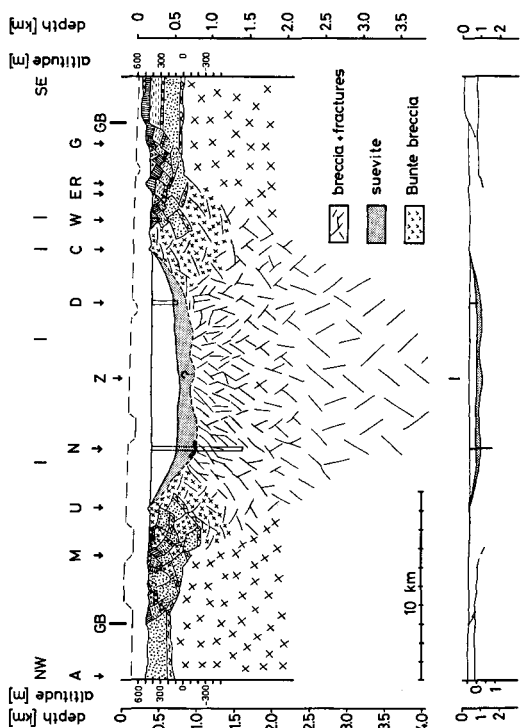
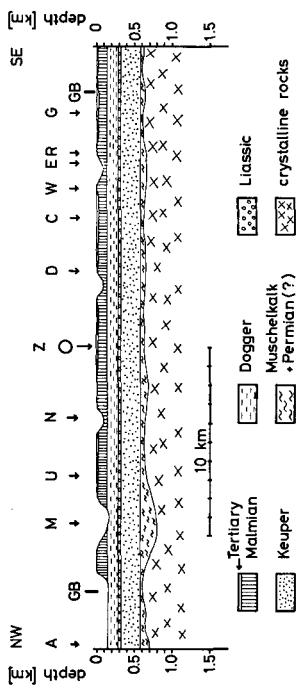
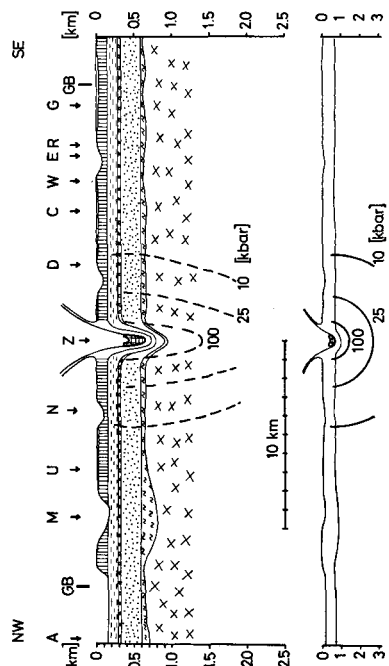
This problem could perhaps be solved if the radial decay function of the shock peak pressure within the target were known more exactly. In the literature attenuation rates as a function of radial distance from the point of impact range from $r^{-1.5}$ to r^{-12} (GAULT and HEITOWIT 1963, O'KEEFE and AHRENS 1976, DAVID 1969, ROBERTSON et al. 1976). Theoretically the radial attenuation rate

Fig. 3. Geological cross-sections of the Ries area for subsequent stages of the impact process. A = Aidelsberg, M = Minderoffingen, U = Ulrichsberg, N = drill hole Nördlingen 1973 projected onto the profile, Z = point of impact, D = drill hole of Deiningen, C = castle of Alerheim, W = drill hole of Wörnitzostheim, E = Eger river, R = Rollenberg, G = Großsorheim, GB = tectonic rim of the crater (according to POHL et al. 1976). Vertical lines at the top of section d) indicate kinks in the profile. Lower profiles without vertical exaggeration.

- a) target structure before impact
- b) initial state of impact with compressed meteorite at the stagnation point and subsequent isobars of the peak pressure of the ground shock wave; details see Fig. 2.
- c) late state of excavation and formation of the transient crater cavity; 1—5 ejection of the Bunte breccia, 6 = displacement of blocks by shearing and gliding, 7, 10 = fallout suevite, 8, 9 = fallback suevite, 0 = formation of intrusive polymict dike breccias; left diagram: state of the transient cavity before deposition of suevite; arrows indicate movements during the collapse of the transient cavity.
- d) present state of the Ries crater and position of drill holes; pre-impact profile (now titled to the SE) indicated by broken line; white crater fill = post-impact Tertiary lake sediments.

Geologische Profile des Ries-Gebietes für verschiedene Stadien der Kraterbildung. A = Aidelsberg, M = Minderoffingen, U = Ulrichsberg, N = Bohrung Nördlingen 1973, auf das Profil projiziert, Z = Zentrum des Einschlags, D = Bohrung Deiningen, C = Schloß Alerheim, W = Bohrung Wörnitzostheim, E = Eger, R = Rollenberg, G = Großsorheim, GB = tektonischer Krater-
rand nach POHL et al. (1976). Vertikale Striche geben Knickpunkte in den Profilen an.

- a) geologische Situation vor dem Einschlag
- b) Anfangsphase des Einschlags zum Zeitpunkt des Stillstandes des Meteoriten; Druckisobaren für verschiedene Zeitpunkte der Ausbreitung der Stoßwelle; Näheres siehe Fig. 2.
- c) Endphase des Auswurfs und der Bildung der momentanen Kraterhohlform; 1—5 = Auswurf der Bunten Breccie, 6 = Scher- und Gleitbewegung von Schollen der sedimentären und kristallinen Gesteine, 7, 10 = Auswurf der Suevite ins Vorries, 8, 9 = Bildung von intrusiven polymikten Breccien in Gängen; linkes Diagramm: Zustand der Kraterhohlform vor der Ablagerung der Suevite; Pfeile geben die Bewegung während des Zusammenbruchs der momentanen Kraterhohlform an.
- d) gegenwärtige geologische Situation des Ries-Kraters und Lage der Tiefbohrungen; die gestrichelte Linie gibt die Lage des Profils vor dem Einschlag an (heute nach SE gekippt) Kraterfüllung ohne Signatur: postriesische Seesedimente.



cannot be constant. The entropy change at the shock transition decreases with decreasing peak pressure so that the attenuation is stronger at higher pressures that means closer to the point of impact (Fig. 2, GAULT and HEITOWIT 1963, O'KEEFE and AHRENS 1976). In Fig. 2 and 3 an attenuation with $r^{-2.7}$ (which is a minimum estimate) and $r^{-1.5}$ for the pressure regime above 100 kbar and below 100 kbar, respectively, was assumed. For the condition of Fig. 2 the peak shock pressure at the drill core is at about 10—15 kbar. If this is correct, basement unit 1 must have been located much nearer to the point of impact during the passage of the shock wave. The low attenuation with $r^{-1.5}$ used by DAVID (1969) is in conflict with the actual volume of excavated crystalline rocks and the volume of shocked crystalline rocks (see below).

For the discussion of a cratering model of the Ries it is important to know the size, depth and volume of the transient crater cavity (DENCE, 1968). What can be inferred from the present data with respect to the cavity excavated from the crystalline basement? One possible approach is to make an estimate of the volume of the excavated crystalline rocks from their present geological distribution in the fall-out and fallback breccias. Such estimates have been previously published (STÖFFLER 1974, GALL et al. 1975). Updated calculations are given in Table 1. The most uncertain figure of Table 1 is the volume of subsurface blocks of crystalline rocks in the inner ring and in the megablock zone (radius 6—12.5 km) above the pre-impact surface of the basement. Based on 40—65 km³ of excavated crystalline rocks the depth of the transient crater in the basement should be at least 1—1.5 km with a radius at the top of the basement of about 4 km (Fig. 2). Consequently, the total depth of the transient crater cavity taken from the ground zero surface would be in the order of 2.0—2.5 km. This is in strong contradiction to the depth of 750 m proposed by CHAO (1976) who excludes any uplifting of the crater basement. In concurrence with the geophysical data (POHL et al. 1976) the basement of the Ries crater must have been uplifted upon the readjustment of the transient cavity by at least 1—1.5 km in the center of the structure. This uplifting produced the present flat-floored crater profile which is very much comparable to a number of basement profiles of terrestrial craters roughly similar in size to the Ries such as Charlevoix (ROBERTSON 1968), Clearwater Lakes, Deep Bay, Nicholson Lake, Lac Couture (DENCE 1964, DENCE et al. 1968) and Rochechouart (KRAUT and FRENCH 1971, LAMBERT 1976).

The data of Table 1 also indicate that the volume of suevite is relatively small compared to the total volume of displaced rocks in the Ries. In particular, the total volume of melt in the Ries is surprisingly small if we assume that the whole breccia formation of the central crater is suevite similar in composition to the drill core suevite. The presence of an impact melt layer in the central crater area could rise this figure by a factor of 3—5. Without an impact melt layer the melt amounts to less than 0.1 % of the total displaced mass of 180—200 km³. Assuming an impact melt layer this figure could be in the order of 0.5 %. This is much less than the melt volume estimates for Canadian craters, which range from 1 to 5 % of the transient cavity volume (GRIEVE et al. 1976). It is somewhat more than the melt fraction (0.04 %) observed in small scale hypervelocity impact experiments in quartz sand (STÖFFLER et al. 1975).

Table 1.

Volume of excavated crystalline basement rocks of the Ries; 1 = outside the inner ring, 2 = outside the tectonic rim of the crater ($r = 12.5$ km), 3 = between the radii of 6.5 and 12.5 km, 4 = assuming that all melt is contained in the suevite, 5 = calculated from the crater profile and the mass deficiency determined gravimetrically by ERNSTSON and POHL, this vol., and POHL et al. 1976.

Volumen der im Ries aufgeworfenen, kristallinen Gesteine; 1 = außerhalb des innern, kristallinen Walls, 2 = außerhalb des geologischen Kraterandes ($r = 12.5$ km), 3 = zwischen den Radien 6,5 und 12,5 km, 4 = unter der Annahme, daß das gesamte Schmelzvolumen im Suevit enthalten ist, 5 = berechnet aus dem Kraterprofil und dem von ERNSTSON und POHL, dieser Band, und POHL et al. (1976) gravimetrisch bestimmten Massendefizit.

	fallback suevite	fallout suevite	fallout crystalline blocks ¹	crystalline rocks in Bunte breccia ²	subsurface blocks in the megablock zone and the inner ring ³	total volume of melt ⁴	total volume excavate rocks ⁵
area [km ²]	60	4.5	8.5	(5 vol. % of 110—140 km ³)			
area corrected for erosion	60	18	17				
thickness [m]		10—20	10—50				
volume [km ³]	8—10	0.18—0.36	0.17—0.85	5—7	30—50		180—200
volume corrected for porosity	5.5—7	0.13—0.25					
volume of melt [km ³]	0.28—0.5	0.027—0.054					
volume of melt corrected for porosity [km ³]	0.08—0.15	0.016—0.032				0.1—0.18	

4. Cratering model

In an attempt to synthesize recent drill core data, older geological and petrographical data, and experimental and theoretical informations (see most recent discussion in Proc. Symp. Planet. Crat. Mech. 1976) a model of the cratering process of the Ries is presented in Fig. 2 and 3a-d. The model is most sensitive to changes of the starting conditions, e. g. size, composition and total kinetic energy of the projectile, and to the attenuation rate of the peak shock pressure. It is based on 10^{27} erg total energy, stony meteorite (see also EL GORESY and CHAO 1976) of about 700 m in diameter, and 20 km/sec impact velocity. Most of the diagrammatic representations in these figures are self-explanatory or are explained in the figure captions. The following sequence of events is inferred from the model:

1. Penetration of the projectile to a stagnation point at the bottom of the sedimentary strata and early jetting of highly shocked material; compression and vaporization of the projectile and target by the shock waves which propagate to the rear side of the projectile and spherically downward into the target; formation of a shell of melt which may involve the lowermost sedimentary rocks depending on the attenuation rate of the shock pressure (Fig. 2 and 3b).
2. Formation of the transient crater cavity and of the outer continuous crater deposits (megablocks and Bunte breccia) by the divergent upward ejection of mainly sedimentary rocks with decreasing ejection velocity as the crater cavity grows; penetration of brecciated and shocked material into the wall of the transient crater cavity; excavation near the rim by gliding, shearing and overthrusting of large blocks; formation of an embryonal ring structure of crystalline basement rocks probably due to the differences in the behavior of sedimentary and crystalline rocks against shock compression; late ejection of highly shocked and molten material to form fallout and fallback suevite; collapsing of the transient cavity by immediate rebounding and by slumping of the rim zone (Fig. 3c).
3. Erosion of the crater deposits, deposition of Tertiary lake sediments and tilting of the whole structure to the SE by epigenetic movements (Fig. 3d).

Acknowledgment. I am very much indebted to many colleagues and authors of this volume participating in the Ries deep drilling project for fruitful discussions. I should like to thank the technical staff of the Institute of Mineralogy at Münster for valuable help. Thanks are also due to the German Science Foundation (Deutsche Forschungsgemeinschaft) for its generous financial support.

5. References

- ACKERMANN, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Ries. — *Geol. Jb.*, **75**, S. 135 bis 182, Hannover 1958.
- ANGENHEISTER, G. und POHL, J.: Die seismischen Messungen im Ries 1948—1969. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 304—326, München 1969.
- BAUBERGER, W., MIELKE, H., SCHMEER, D. und STETTNER, G.: Petrographische Profildarstellung der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (von Meter 263 an bis zur Endteufe im Maßstab 1 : 200). — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 33—34, München 1974.
- CHAO, E. C. T.: The Ries Crater, a model for the interpretation of the source areas of lunar breccia samples. — *Lunar Science VII — Abstracts of papers submitted to the 7th Lunar Science Conference*, p. 126—128, Houston 1976.
- Preliminary interpretation of the 1973 Ries research deep drill core and a new Ries cratering model. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.) München 1977.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 350—378, München 1969.

- DENCE, M. R.: A comparative structural and petrographic study of probable Canadian meteorite craters. — *Meteoritics*, **2**, p. 249—270, Tempe 1964.
- Shock zoning at Canadian craters: Petrography and structural implications. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, edited by FRENCH, B. M. and SHORT, N. M., p. 169 till 184, Mono Book Corp., Baltimore, Md., 1968.
 - Meteorite impact craters and the structure of the Sudbury Basin. — *The Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper* **10**, p. 7—18, 1972.
- DENCE, M. R., INNES, M. J. S. and ROBERTSON, P. B.: Recent geological and geophysical studies of Canadian craters. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, edited by FRENCH, B. M. and SHORT, N. M., p. 339—362, Mono Book Corp., Baltimore, Md., 1968.
- ENGELHARDT, W. v.: Detrital impact formations. — *J. Geophys. Res.*, **76**, p. 5566—5574, Washington 1971.
- ENGELHARDT, W. v. und GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- ENGELHARDT, W. v. STÖFFLER, D. und SCHNEIDER, W.: Petrologische Untersuchungen im Ries. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 229—296, München 1969.
- ERNSTSON, K. und POHL, J.: Einige Kommentare zu den bohrlochgeophysikalischen Messungen in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 81—90, München 1974.
- Neue Modelle zur Verteilung der Dichte und Geschwindigkeit im Ries-Krater. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- FÖRSTNER, U.: Petrographische Untersuchungen des Suevit aus den Bohrungen Deiningen und Wörnitzostheim im Ries von Nördlingen. — *Contr. Mineral. Petrol.*, **15**, S. 281—307, Berlin-Heidelberg-New York 1967.
- GALL, H., MÜLLER, D. und POHL, J.: Zum geologischen Bau der Randzone des Impaktkraters Nördlinger Ries. — Manuskript 1976. — [in press].
- GALL, H., MÜLLER, D. und STÖFFLER, D.: Verteilung, Eigenschaften und Entstehung der Auswurfsmassen des Impaktkraters Nördlinger Ries. — *Geologische Rundschau*, **64**, S. 915 bis 947, Stuttgart 1975.
- GAULT, D. E. and HEITOWIT, E. D.: The partition of energy for hypervelocity impact craters formed in rock. — *Proceedings of 6th Hypervelocity Impact Symposium Cleveland, Ohio*, **2**, p. 419—456, Firestone Rubber Company Cleveland, Ohio, 1963.
- GAULT, D. E., QUAIDE, W. L. and OBERBECK, V. R.: Impact cratering mechanics and structures. — In: *Shock Metamorphism of Natural Materials*, edited by FRENCH, B. M. and SHORT, N. M., p. 87—99, Mono Book Corp. Baltimore, Md., 1968.
- GORESY, EL A. and CHAO, E. C. T.: Evidence of the impacting body of the Ries crater — the discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — *Earth Planet. Sci. Letters*, **31**, p. 330—344, Amsterdam 1976.
- GRIEVE, R. A. F., DENCE, M. R. and ROBERTSON, P. B.: The generation and distribution of impact melts: implications for cratering processes. — *Proc. Symp. Planet. Cratering Mechanics, Flagstaff 1976*, The Moon, Dordrecht 1976. — [in press].
- GUDDEN, H.: Die Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — Durchführung und erste Befunde. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 11—31, München 1974.
- HÖRZ, F.: Untersuchungen an Riesgläsern. — *Beitr. Miner. Petrol.*, **11**, S. 621—661, Berlin-Heidelberg-New York 1965.
- HÜTTNER, R.: Bunte Trümmernmassen und Suevit. — *Geologica Bavarica*, **61**, S. 142—200, München 1969.
- Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.

- KRAUT, F. and FRENCH, B. M.: The Rochechouart meteorite impact structure, France: preliminary geological results. — *J. Geophys. Res.*, **76**, p. 5407—5413, Washington 1971.
- LAMBERT, Ph.: Zoneographie de la structure d'impact de meteorite géante de Rochechouart. — *Earth Planet. Sci. Letters*, Amsterdam 1976. — [in press].
- LEHTINEN, M.: Lake Lappajärvi, a meteorite impact site in western Finland. — *Geol. Survey of Finland, Bull.*, **282**, 1—92 Espoo 1976.
- O'KEEFE, J. D. and AHRENS, T. J.: Impact ejecta on the moon. — *Proc. 7th Lunar Sci. Conf.*, **3**, p. 3007—3025, Pergamon Press, New York 1976.
- POHL, J.: Magnetisierung der Bohrkerne in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 65—74, München 1974.
- Paläomagnetische und gesteinsmagnetische Untersuchungen aus den Kernen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, **75** (dieser Band), München 1977.
- POHL, J., STÖFFLER, D., GALL, H. und ERNSTSON, K.: The Ries impact structure. — *Proc. Symp. Planet. Cratering Mechanics*, Flagstaff, 1976, *The Moon*, Dordrecht 1976. — [in press].
- POHL, J. und WILL, M.: Vergleich der Geschwindigkeitsmessungen im Bohrloch der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 mit seismischen Tiefensondierungen innerhalb und außerhalb des Ries. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 75—80, München 1974.
- PROCEEDINGS OF THE SYMPOSIUM ON PLANETARY CRATERING MECHANICS, Flagstaff, Arizona, Sept. 13.—17., 1976, *The Moon*, Dordrecht 1976. — [in press].
- ROBERTSON, P. B.: La Malbaie structure, Quebec — a Paleozoic impact site. — *Meteoritics*, **4**, p. 89—112, Tempe 1968.
- ROBERTSON, P. B. and GRIEVE, R. A. F.: Shock-wave attenuation: apparent variation with crater dimensions. — *Proc. Symp. Planet. Cratering Mechanics*, Flagstaff 1976, *The Moon*, Dordrecht 1976. — [in press].
- STANFORS, R.: Lake Mien — an astrobleme or a volcano-tectonic structure. — *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **91**, p. 73—86, Stockholm 1969.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — *Geologica Bavarica*, **72**, S. 35 bis 51, München 1974.
- STÖFFLER, D.: Ries meteorite crater, Germany: II. Cratering mechanics, impact metamorphism and distribution of ejected masses of the Ries structure — An introduction. — *Fortschr. Miner.*, **52**, Bh. 1, S. 109—122, Stuttgart 1974.
- STÖFFLER, D., EWALD, U., OSTERTAG, R. and REIMOLD, W.-U.: Research drilling Nördlingen 1973 (Ries): Composition and texture of polymict impact breccias. — *Geologica Bavarica*, **75** (this vol.), München 1977.
- STÖFFLER, D., GAULT, D. E., WEDEKIND, J. and POLKOWSKI, G.: Experimental hypervelocity impact into quartz sand: distribution and shock metamorphism of ejecta. — *J. Geophys. Res.*, **80**, p. 4062—4077, Washington 1975.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 25. 10. 1976.

Abschätzung von impaktmechanischen Daten aufgrund von Ergebnissen der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Von ERWIN DAVID

Mit 3 Abbildungen

Kurzfassung

Magnetische Anomalien und die Menge des im Bohrloch angetroffenen Suevits lassen dessen Gesamtmenge auf 15 km³ oder wenig mehr abschätzen. Daraus folgt ein äußerer Radius von etwa 2,3 km für den Bereich, in dem das Kristallin durch die Einschlagstoßwelle in Suevit transformiert wurde. Von 2,3 km bis zum Riesrand bei 12,5 km kann man den radialen Druckabfall des Stoßes leidlich interpolieren (vgl. Abb. 1). Aus den mineralogisch ermittelten Stoßdrücken des Gesteins der Bohrkerne ist deshalb zu entnehmen, aus welcher Ursprungsentfernung vom Zentrum das betreffende Gestein stammt. Teufe 600 m: riesauswärts um etwa 1 km verschoben; 700 m: Verschiebung 0; 1200 m: Verschiebung rieseinwärts um etwa 1 bis 2 km. Das fügt sich gut in das allgemeine Bild des Einschlagsvorgangs ein: Obere Schichten Auswurfbewegung, darunter von der Stoßwellenrückfederung ausgehende Einwärtsströmung, die das Zentrum wieder auffüllt.

Nimmt man dagegen entsprechend dem ersten Eindruck an, das Gestein der Bohrung wäre nahezu unverschoben, so führt die Rekonstruktion der Stoßwelle unvermeidlich auf absurde Konsequenzen.

Summary

Magnetic anomalies and the quantity of suevite found in the bore-hole lead to an estimated total quantity of 15 km³ or a little more suevite. This requires an outer radius of about 2,3 km for the area within which the impact shock transformed the crystalline matter into suevite. The decrease of the shock pressure between 2,3 km and the rim of the Ries at 12,5 km can approximately be interpolated (see fig. 1). Therefore the shock pressures determined mineralogically in the drilling-cores, reveal origin point and displacement of the stony matter. Depth 600 m: displaced by about 1 km outwards; depth 700 m: displacement 0; depth 1200 m: displacement about 1 to 2 km inwards. This fits well into the general ideas about the impact-induced movements: Upper layers thrown outwards, below backflow initiated by shock-wave rebound. This backflow refills the impact center.

On the first glance the rocky matter of the bore-hole seems to be scarcely displaced. Assuming this to be true, the reconstruction of the shock-wave inevitably leads to absurd consequences.

Inhalt

	Seite
1. Einleitung	460
2. Messungen	460
2.1. Suevitmenge	460
2.2. Stoßwellendruck	460
2.3. Geologische Beobachtungen	461
3. Diskussion der Ergebnisse	462
4. Deutung als zentraler Einschlag	463
5. Schlußzusammenfassung	467
6. Literatur	469

1. Einleitung

Die quantitativen Messungen an den Kernen der Bohrung Nördlingen 1973 lassen erstmalig leidlich fundierte quantitative Abschätzungen von Daten des Einschlagsvorgangs zu. Einerseits kann man das Gesamtvolumen des Hoch- und Tief-temperatur-Suevits besser als bisher abschätzen. Daraus folgen die Dimensionen des Raums, der beim Einschlag von einer Stoßwelle von sueviterzeugender Stärke durchlaufen wurde. Mit dem Riesrand als drittem Punkt kann man leidlich den radialen Druckverlauf der Stoßwelle beim Einschlag interpolieren.

Andererseits haben wir den Verlauf der mineralogisch bestimmten Stoßdruckwerte entlang des Bohrkerns. Zwischen diesen Druckwerten und den Drucken, mit denen am gleichen Ort die Stoßwelle das ruhende Gestein getroffen haben muß, besteht ein krasser Widerspruch. Er ist nur durch Ortsverschiebungen des Gesteins lösbar.

Durch die jetzt angegebenen Zahlen werden die alten groben Zahlenwerte des Vf. (DAVID 1969) berichtigt. Aber auch die jetzigen Werte möge der Leser bitte fortlaufend in dem Maße weiter korrigieren, wie bessere Unterlagen bekannt werden.

2. Messungen

2.1. Suevitmenge

Wenn die in der Bohrung angetroffene Suevitmächtigkeit dem Mittelwert des ganzen Gebiets innerhalb des Fußes des inneren Ringwalls entsprechen würde, käme man auf insgesamt etwa 20 km^3 in Suevit umgewandeltes Gestein. Die geophysikalischen Messungen machen einen kleineren Wert, etwa 15 km^3 , wahrscheinlich (POHL 1974). Eine exakte Aussage ist leider nicht möglich, weil die spezifische Magnetisierung von den unbestimmten Faktoren Gehalt an magnetisierbarer Substanz und thermische Geschichte abhängt. Vf. benutzt nachfolgend 16 km^3 . Trotz der Unsicherheit des Volumens werden wegen der dritten Wurzel die Lineardimensionen befriedigend genau.

2.2. Stoßwellendruck

Mineralogisch wurden, insbesondere durch die Tübinger Gruppe (ENGELHARDT & GRAUP, ds. Band), mit steigender Teufe stark abfallende Stoßwellendrucke ermittelt, beginnend mit etwa 150 kbar bei Teufe 506 m in dem in Suevit eingebette-

ten Gestein und sinkend bis etwa 10 kbar bei Teufe 1200 m. Im Granit von 762 bis 778 m springt der Stoßwellendruck von knapp 40 kbar darüber und darunter auf über 100 kbar.

Die mineralogischen Bestimmungen von Stoßwellendruckten sind ohne Frage keine sehr genauen Messungen. Wirklich auf den Maximaldruck spricht nur die Existenz oder Nichtexistenz von Hochdruckphasen an. Dieses Indiz kann jedoch nur selten zur Druckbestimmung benutzt werden. Planare Elemente und Knickbänder sind dagegen Deformationsstrukturen, die auf Drucksprünge ansprechen. Eine in vier kurz aufeinander folgende 50 kbar-Sprungstufen aufgeteilte 200-kbar-Stoßwelle wird so gut wie sicher von den Deformationen als 50 kbar angezeigt werden.

Durch die Inhomogenitäten der natürlichen Gesteine werden Stoßfronten aber laufend aufgespalten. Ebenso stellt sich laufend die volle Stoßfrontstärke wieder her, indem die nachfolgenden Druckstufen die vorderste Front wieder einholen. Dieses Wechselspiel erklärt zwanglos die stets zu beobachtende große Streuung der mikroskopisch örtlich angezeigten Stoßintensität. Dieser Umstand begrenzt zwar die mögliche Genauigkeit der Messungen, insbesondere bei kleinen Stoßdrucken, aber er entwertet die Messungen nicht, weil er Tendenzen und Größenordnungen von Unterschieden nicht fälscht.

Auch wenn wir bei den höheren Drucken $\pm 20\%$ Ungenauigkeit als möglich einrechnen und am unteren Ende sogar zugestehen, daß die angegebenen 10 kbar u. a. wegen des Wegfalls des Druckanteils des elastischen Vorläufers etwa bis zu tatsächlichen 20 kbar gewesen sein könnten, so bleibt doch das qualitative Ergebnis voll und ganz bestehen: Auf der den Riesdimensionen gegenüber kurzen Strecke von 600 m fällt der Stoßwellendruck um einen erheblichen Faktor ab und bei Teufe 770 m ist eine Granitscholle mit zweifellos nach oben herausfallendem Stoßdruck eingeschaltet.

2.3. Geologische Beobachtungen

Die geologische Untersuchung der Bohrkerne, insbesondere durch G. STETTNER (1974) und R. HÜTTNER (dieser Band und mündliche Rücksprache) ergab: Das Gestein der Bohrung, die ja im Bereich des Schwäbischen Lineaments liegt, zeigt starke tektonische Beanspruchung variszischen Alters. Gegen diese alte Tektonik sich markant abhebende neue impaktbedingte Störungsflächen mit Anzeichen für große Verschiebungen wurden nicht gefunden. Vielmehr hat es den Anschein, daß durchgängig alte Schwächezonen remobilisiert worden sind. Größere Verschiebungen sind dabei zwar nicht nachzuweisen, jedoch auch nicht auszuschließen.

Die Stoßfront selbst hat zwar zahlreiche Bruchflächen mit shatter-cone-Struktur erzeugt und alte Brüche mit dieser Struktur überprägt, aber in diesen Fällen ist die Relativ-Verschiebung der beiden Bruchseiten gegeneinander stets klein, bestenfalls wenige mm. Unmittelbar drängt sich jedenfalls der Eindruck auf, daß der Gesteinskomplex von 600 m bis Endteufe beim Impakt keine großen Deformationen und internen Verschiebungen erlitten hat.

Die von HÜTTNER beobachteten Striemungsrichtungen, die weniger als die Richtungen der Bruchflächen durch die Gesteinsstruktur beeinflusst werden, zeigen

ziemlich flache Einfallrichtungen der Stoßwelle an, zwischen 0° und 30° gegen die Waagerechte. Der Winkel hat von 600 m bis 1200 m steigende Tendenz, Anstieg um etwa 10° . Auch das spricht für den Eindruck, daß der Gesteinskomplex seinen ursprünglichen Zusammenhang behalten hat und außerdem kaum gedreht wurde. Die Richtungen entsprechen denen, die man bei einer vom Rieszentrum ausgehenden Stoßwelle erwartet.

Wenn schon oberhalb 1200 m bei Stoßdrucken von 10 kbar bis 100 kbar keine größeren Verschiebungen (Größenordnung mehrere 100 m bis km) sich klar zeigten, so sollte man unterhalb bei kleineren Stoßdrucken erst recht keine wesentlichen Verschiebungen erwarten. Dann müßte aber der gesamte Gesteinskomplex bis 600 m Teufe hinauf nahezu am ursprünglichen Ort geblieben sein.

3. Diskussion der Ergebnisse

Akzeptieren wir versuchsweise die Gesamtheit der vorstehend skizzierten Ergebnisse und fügen wir einige Tatsachen hinzu, die unbestritten oder unbestreitbar sind:

- a) Vor dem Einschlag lagen etwa 600 m, mindestens 400 m Mesozoikum über dem Kristallin.
- b) An der Kristallinoberfläche wurden 500 kbar Stoßdruck erreicht.
- c) Die Stoßwelle beginnt mit ihrer höchsten Stärke im Moment des Aufschlags des mit hoher Geschwindigkeit auftreffenden kosmischen Körpers.
- d) Die Stoßfront ist die vorderste Front bei der Ausbreitung der Einschlagsvorgänge im Boden. Sie trifft die einzelnen Gesteinspartien am ursprünglichen Ort im ursprünglichen Zustand.
- e) Die Stoßwellenstärke fällt mit der Ausbreitung der Stoßwelle stark ab, einerseits, weil sich geometrisch die Stoßfrontfläche vergrößert und gleichzeitig die kinetische Energie in der Nachströmung sich über einen größer werdenden Raum hinter der Front verteilt, andererseits, weil sich in der Stoßfront mechanische Energie in Wärme umsetzt und damit als Wellenenergie verlorenght.

Verbinden wir nun diese trivialen Grundtatsachen mit unseren Beobachtungsergebnissen:

1. Die nach oben herausfallenden Stoßwellendrucke im Granit bei 770 m sind physikalisch nicht möglich. Es müßte sich um einen Meßirrtum von einer sehr unwahrscheinlichen Größenordnung handeln.
2. Das Gebiet von 10 km Durchmesser innerhalb des inneren Walls hat nach den bisherigen Beobachtungen ziemlich konstante Verhältnisse. Die Stoßwelle müßte eben (oder zumindest gleichartig) von oben hineingelaufen sein. Dann kann aber die rapide Abnahme des Stoßwellendrucks zwischen 600 m und 1200 m Teufe kein Ausbreitungseffekt sein. Es muß hauptsächlich die Energieumsetzung in Wärme für die Schwächung verantwortlich sein. Das ist möglich, wenn das Energie-reservoir der kinetischen Energie der Nachströmung wegen kurzer Ausdehnung dieser Nachströmung klein ist.

Rekonstruieren wir nun den Verlauf der Stoßwelle von der ehemaligen Erdoberfläche bis zu der Schicht, die jetzt bei 600 m Teufe liegt: Die Stoßdruckabnahme muß in diesem oberen Bereich noch viel rapider gewesen sein, weil relativ mehr Energie in Wärme umgesetzt wurde und weil die Nachströmung hier noch kürzer war. Rückwärts aufwärts gehend werden wir an der ehemaligen Kristallinoberfläche die 500 kbar erreichen, die der Obergrenze der Sueviterzeugung entsprechen. Weiter in den 400 bis 600 m Mesozoikum aufwärts müssen wir zu einem Aufschlags-Stoßwellendruck von etlichen Mbar kommen. Die unausweichlichen Konsequenzen wären:

Erstens, das Mesozoikum aus dem ganzen Gebiet innerhalb des inneren Walls wäre verdampft oder versprüht, jedenfalls verlorengegangen. Die Frage ist: Würden die hierdurch fehlenden 30 bis 40 km³ Mesozoikum nicht ein großes Loch in die Bilanz der Bunten Trümmernmassen reißen? Zweitens, der aufschlagende Körper müßte, um einen genügend kurzen Stoßimpuls zu geben, entweder die Form einer Platte gehabt haben, oder aber, bei einem ungefähr kugelförmigen

Körper müßte die Geschwindigkeit extrem hoch, z. B. 1000 km/s gewesen sein. Solche Relativgeschwindigkeiten gibt es bei kollidierenden Galaxien, aber nicht in unserer kosmischen Nachbarschaft. Um bei einem so großen, schnellen Einschlagskörper trotzdem nur die richtige Wirkung zu erreichen, müßte seine Dichte extrem klein sein, unter 1 kg/m^3 . Solche Körper sind astronomisch nicht bekannt.

3. Bei der relativen Betrachtung der Stärkeabnahme der Stoßwelle in den noch vorhandenen und den darüber gewesenen Schichten brauchten wir uns noch nicht um die Laufrichtung zu kümmern. Nach Ausweis der shattercone-ähnlichen Strömungen (HÜTTNER, ds. Band) ist der Stoß ja tatsächlich unter einem recht flachen Winkel schräg nach unten in den Boden gelaufen. Die Stoßwelle müßte also der Knallwelle eines Überschallflugzeugs entsprochen haben, das wenig oberhalb der Schallgeschwindigkeit fliegt. Berücksichtigen wir daneben die recht gute Kreissymmetrie des Rieskraters, so kommen wir um folgende ganz absurden Forderungen für den Einschlagskörper nicht herum: Es müßte ein dünnwandiger, spitzer Hohlkegel gewesen sein, dessen Winkelöffnung und Auftreffgeschwindigkeit so aufeinander abgestimmt waren, daß der jeweils aufschlagende Ring sich mit einer Geschwindigkeit vergrößerte, die ganz wenig über der 150-kbar-Stoßwellengeschwindigkeit im kristallinen Untergrund lag.

4. Wenn die Stoßwellenstärke so rasch abfällt, wie es die Beobachtung gezeigt hat, dann müßte sie auch vom Einschlagsgebiet nach außen hin ähnlich rasch abfallen. In der Mitte des inneren Walls müßte sie schon sehr weit abgeklungen sein. Wenn außerdem 3,5 km vom Zentrum das Kristallin sich nur unwesentlich bewegt hat, dann wäre nicht einzusehen, wieso es sich 6 bis 7 km vom Zentrum entfernt bei weit geringeren Kräften 400 bis 500 m hoch aufgeschoben hat, und das zum Teil als große Schollen, nicht als Ansammlung von Trümmern auswarf. Noch weniger wäre es zu verstehen, daß außerhalb des inneren Walls überhaupt noch etwas passiert ist.

4. Deutung als zentraler Einschlag

Weil wir uns im vorigen Kapitel hoffnungslos in Widersprüche und Unwahrscheinlichkeiten verstrickten, sei der Beobachtungseindruck der nur geringen Verschiebung des von der Bohrung durchteuften Grundgebirges fallen gelassen.

Nehmen wir also wieder das von vornherein Wahrscheinliche an, einen zentralen Einschlag am Ort des von K. ERNSTSON (1974) nach der Innenflanke des inneren Walls und, in im Grunde ausgezeichnete Übereinstimmung damit, von verschiedenen Autoren nach dem äußeren Riesrand bestimmten Rieszentrums. Vom Einschlagsort breitet sich also eine nahezu sphärische Stoßwelle aus. Den Mittelpunkt dafür haben wir aus zwei Gründen etwas unter der Einschlagspunkt-Erdoberfläche anzusetzen: Erstens bewegt sich am Anfang die Masse des Einschlagskörpers mit der von ihr angestoßenen Gesteinsmaterie rasch stärker nach unten als zur Seite, zweitens wird die laufende Stoßwelle gegen die Oberfläche hin durch den Energieverlust dort zurückgebogen. Kreise mit Zentrum unter der Oberfläche werden deshalb eine bessere Annäherung für die wirkliche Stoßwellenform sein. Der Einfachheit halber, und weil es nicht grob falsch sein dürfte, setzen wir die Kristallinoberfläche als Höhe des Zentrums an.

Der Raum, in dem die Stoßwelle das Kristallin in Suevit umwandelt,¹⁾ ist bei diesen Annahmen eine Halbkugelschale mit 500 kbar Stoßdruck an der Innenseite und etwa 150 kbar an der Außenseite. Für den Druckabfall seien die von F. HÖRZ (1968) für eine vollsphärische Stoßwelle in Granit gemachten Angaben benutzt. Um am Riesrand auf den dort wahrscheinlichen Druck von etwa 4 kbar herunter-

¹⁾ siehe folgende Seite

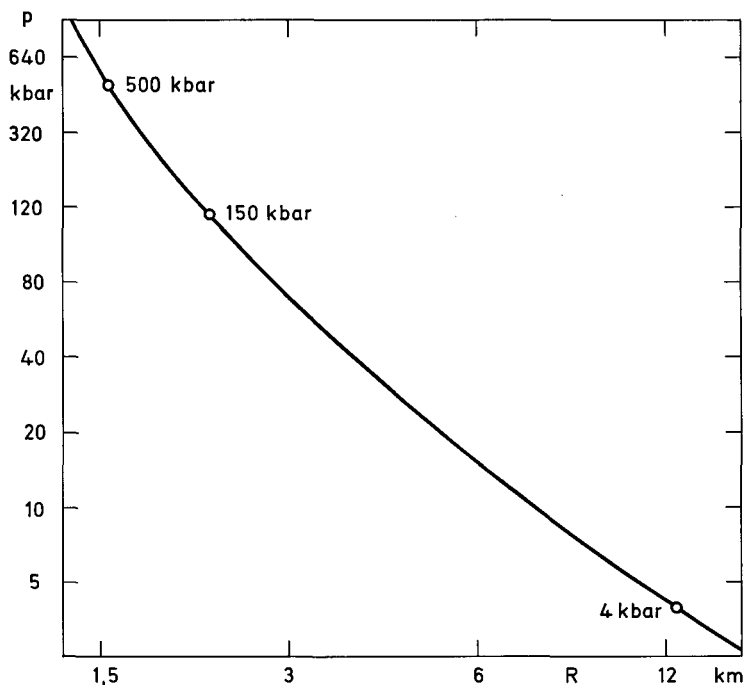


Abb. 1. Stoßwellendruck p als Funktion des Abstandes R vom Zentrum.

Shock wave pressure p as function of the central distance R .

zukommen, müssen wir allerdings die Radiuskoordinate in logarithmischer Darstellung um 9 % stauchen. Das ist nicht unplausibel, weil wir es ja mit Ausbreitung in einer Halbkugel mit Energieverlust an der freien Oberfläche zu tun haben. Für das Radienverhältnis $R_{150 \text{ kbar}} / R_{500 \text{ kbar}}$ finden wir etwa 1,45. Setzen wir nach Kap. 2.1. für das Volumen der Halbkugelschale 16 km^3 ein, so werden die Werte der Radien $1,5_5 \text{ km}$ für die innere und $2,2_5 \text{ km}$ für die äußere Begrenzung des Suevit-Ursprungsgebietes. Weil der Radius sich als dritte Wurzel berechnet, bringen alle möglich erscheinenden Variationen nur Änderungen des äußeren Radius um weniger als $\pm 0,2 \text{ km}$.

¹⁾ Die Beobachtungen und Messungen von v. ENGELHARDT & GRAUP, sowie STÖFFLER (dieser Band), zeigen eine Überschneidung des Stoßdruckbereichs zwischen kompakt gebliebenem Gestein und Suevit von mindestens 150 kbar bis unter, wahrscheinlich weit unter 100 kbar. Für die Suevitbildung muß also neben der Stoßwirkung ein anderer Effekt, der ganzen Suevitstruktur nach ein turbulenter Mahleffekt, maßgeblich sein. Das fordert folgende Deutung heraus:

Das verdampfte und teilweise verdampfte Material im Zentralgebiet des Einschlags ist sicherlich in umbiegender, unten radial auseinandergehender Strömung entwichen, wie sie auch bei den GAULT'schen Sandeinschlägen beobachtet wurde. Den nicht sehr großen Kristallin-Auswurfmenen nach hat diese Strömung im Kristallin darunter ziemlich rasch ein Ende gefunden, im Gegensatz zum Verhalten bei Sand. Die hier liegende Zone der Suevitbildung ist also eine Zone stark scherender, deshalb mahlender und durchmischender Strömung gewesen, die den Suevit, im unteren Bereich mit eingerührten Blöcken, als „Brei“ lieferte.

Den Druckabfall der Stoßwelle bis zum Radius 12,5 km hin stellt Abb. 1 dar. Daraus sind für den Druckbereich der Bohrung zu den Drucken p die Radien R zu entnehmen:

p	100	49 / 46	40	30	20	10	kbar
R	2,6	3,5 / 3,6	3,8	4,4	5,3	7,5	km

Da die Bohrung im ganzen Verlauf 3,5 bis 3,6 km vom Zentrum entfernt ist, muß sich das Gestein nahe der Teufe 600 m um etwa 1 km riesauswärts bewegt haben, ebenso die Granitscholle bei 770 m. Das Gestein ober- und unterhalb dieser Scholle dagegen müßte sich um etwa 0,3 km rieseinwärts verschoben haben. Für 1200 m Teufe finden wir, wenn die 10 kbar richtig sind, die fragwürdig hohe Verschiebung um 3,9 km einwärts.

Das würde mehr kristallines Gestein zum Zentrum hin befördern, als die durch Verdampfen sowie den Auswurf des Suevits und der Kristallin-Trümmernmassen von dort entfernten 30 bis 35 km³. Nach Abb. 3 würde für die Fläche in Bohrungsentfernung um das Zentrum herum, durch die das Gestein sich radial nach innen geschoben haben dürfte, $2\pi \cdot 3,5 \text{ km} \cdot 2 \text{ km}$ Höhe $\approx 40 \text{ km}^2$ die richtige Größenordnung sein. Danach wären knapp 0,8 km Einwärts-Verschiebung wahrscheinlich. Das Gestein am Ende der Bohrung sollte also aus höchstens $R = 4,4 \text{ km}$ vom Zentrum stammen, wo ein Stoßdruck $p = 30 \text{ kbar}$ durchgelaufen ist. Drei Umstände können zu der Abweichung zwischen Messung und Theorie beitragen:

1. Die Messung kann, wie in 2.2 erwähnt, erheblich zu niedrig sein.
2. Die Kurve Abb. 1 kann zu hoch liegen, weil sie möglicherweise ein wenig stärker durchgebogen sein müßte und außerdem am Riesrand zu hoch angesetzt sein könnte.
3. Die Gesteinsscholle bei 1200 m Teufe kann tatsächlich, wie die Granitscholle bei 770 m, aus einer vom mittleren Wert verschiedenen, hier zu großen Radialentfernung stammen.

Aus diesen drei Gründen kann man die Abweichung nicht als unausweichlichen Widerspruch werten. Außerdem entspricht die Verzahnung der Schollenbewegungen dem, was man im Zentralgebiet des Steinheimer Beckens auch beobachtet hat.

Im Mittel finden wir also, daß die direkt durch die Stoßwelle angestoßene Auswärtsbewegung mit steigender Teufe rasch abnimmt, um bei 700 bis 800 m Teufe am Bohrpunkt überzugehen in eine von der Stoßwellen-Rückfederung ausgehende Einwärtsbewegung. Die Differenz der Verschiebungen ist erheblich größer als die Teufendifferenz. Eine Drehung genügt also nicht, abgesehen davon, daß die den Stoßrichtungen entsprechenden shatter-cone-Strömungsrichtungen gegen Drehungen wesentlichen Umfangs sprechen. Die ziemlich kontinuierlich erscheinende Stoßdruckabnahme läßt auf mehrere, wenn nicht gar viele Gleitflächen oder Gleit-zonen mit im einzelnen nicht sehr großen Verschiebungen schließen.

Diese Verschiebungen haben sich in den zwei Minuten abgespielt, die dem Einschlag und dem 2-Sekunden-Durchgang der Stoßwelle folgten. Der Belastungsdruck war dabei nur noch der Gravitations-Gesteinsdruck von 0,1 bis 0,2 kbar im Bohrbereich. Bei diesen langsamen Bewegungen war reichlich Zeit, um die Ver-

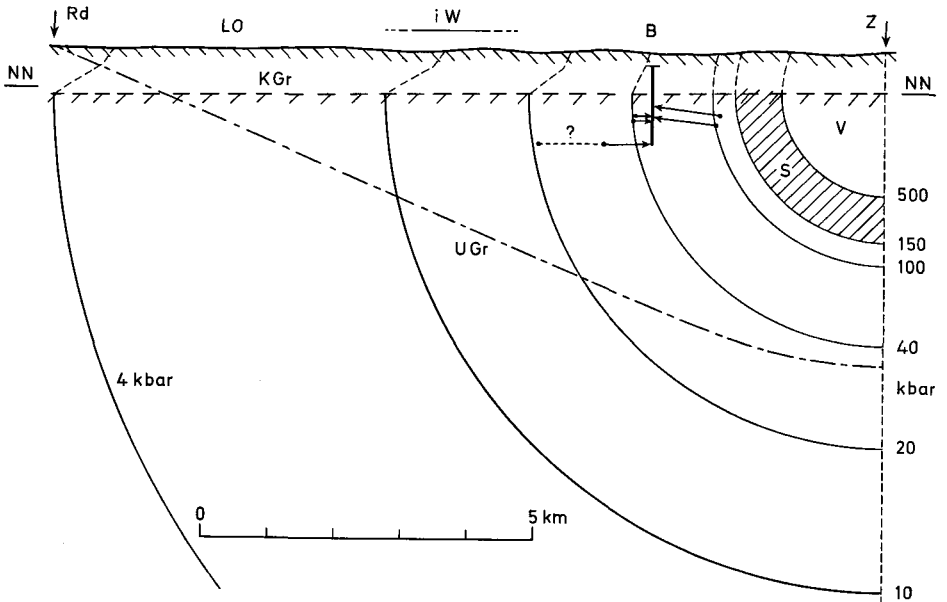


Abb. 2. Riesquerschnitt. Z: Rieszentrum, Rd: Riesrand, iW: innerer Ringwall, B: Bohrung Nördlingen 1973, LO: präriesische Landoberfläche, KGr: Kristallin-Obergrenze, V: Raumgebiet der verdampften und versprühten Materie, S: Ursprungsraum von Hoch- und Tieftemperatur-Suevit, UGr: vermutete Untergrenze der Gesteinsbewegungen. Die Pfeile sind die aufgrund der mineralogischen Stoßdruckmessung geschätzten Bewegungstrecken des Gesteins.

Ries — cross-section. Z: center of Ries, Rd: rim of Ries, iW: inner ring, B: drill-hole Nördlingen 1973, LO: pre-Ries ground surface, KGr: surface of crystalline rock, V: area of shock evaporated and sprayed rocky matter, S: origin area of high and low temperature suevite, UGr: presumable lower limit of displacement of stony matter. Darts indicate probable trajectories of rock masses, estimated according to the mineralogically measured shock pressures.

schiebungen in die tektonisch vorgegebenen Schwächezonen zu verlagern. Fast in jeder Hinsicht die entgegengesetzte Situation hatte vorher bei dem von der Stoßfront ausgelösten System der Brüche mit shatter-cone-Struktur vorgelegen: Hoher Druck; plötzliche Auslösung und nur eine Anzahl Mikrosekunden Zeit für die Brüche, um vorgegebene Schwächestellen zu suchen; nach mm-Verschiebung örtliche Entspannung, keine Ursache mehr für weitere Verschiebung. Wir haben es also mit einem spektakulären System unbedeutender Verschiebungen zu tun, zu dem ein recht unauffälliges, durch die vorhandene Tektonik getarntes System bedeutender Verschiebungen hinzukommen muß.

Von außerhalb des Bohrbereiches sei noch erwähnt: Die große Scholle des Wennenbergs ist nach mineralogischer Schätzung einem Stoßwellendruck von etwa 40 kbar ausgesetzt gewesen. Sie muß also etwa 3,8 km vom Zentrum gestartet worden sein und sich um 2,6 km nach außen, dabei 0,5 km aufwärts bewegt haben. Zu dem Stoßdruck 40 kbar gehört eine Nachströmgeschwindigkeit von 300 m/s hinter der Stoßfront. Für die Hebe- und Gleitbewegung war etwa die kinetische Energie von 120 m/s erforderlich. So weit muß also in der Startegend, vermutlich nahe der Kristallinoberfläche, die Rückfederung die Geschwindigkeit reduziert

haben, was in der Größenordnung plausibel erscheint. Wenn an der freien Oberfläche diese Reduktion wegfällt, könnten 300 m/s größere Trümmernmassen 25 km weit befördern (Wurf + Gleitung).

5. Schlußzusammenfassung

In Abb. 2 ist versucht worden, die Ergebnisse in einem Querschnittsbild maßstäblich darzustellen. Die Zeichnung gibt die ursprüngliche, die Vor-Impakt-Lage der Gesteine wieder, und wie sich die Stoßwelle darin ausgebreitet hat. Nahe dem Zentrum liegt zwischen 500 und etwa 150 kbar der Kristallinraum, der in Suevit umgewandelt wurde. Das Mesozoikum darüber sollte auch in eine suevitartige Form gebracht worden sein. Aber es wurde mit so hoher Geschwindigkeit riesauswärts ausgeschleudert, daß heute alles der Erosion zum Opfer gefallen sein dürfte. Ausgeschleudert und aus dem zentralen Gebiet entfernt wurden:

1. die verdampfte und zersprühte Gesteinsmaterie, die mehr als 500 kbar Stoßdruck erlitten hat (etwa $1,5 \text{ km}^3$ zersprühte Schmelze enthaltend),
2. der gesamte Suevit,
3. über den Tieftemperatur-Suevit hinaus noch einiges an kristallinen Trümmernmassen, die mit diesem Suevit zusammen, aber auch im inneren Wall und bis ins Vorries abgelagert wurden.

Das entstandene Riesenloch von 2,4 bis 2,5 km Radius ist nun aber nach Ausweis der geophysikalischen Messungen wieder mit kristallinem Material etwa eben aufgefüllt worden (vgl. Abb. 3). Dieser Vorgang ist kein sloping, kein bergsturzartiges Hineinstürzen vom Rand her, denn dabei wäre wie bei Geröllhalden im Gebirge ein trichterförmiges Loch nachgeblieben. Fast ebene Auffüllung bedeutet, daß die potentielle Energie am Schluß fast so groß ist wie am Anfang. Sie kann schon deshalb nicht der Energielieferant für die stark reibende Bewegung gewesen sein. Dieselbe Stoßwellenrückfederung, die im Zentrum den Suevit ausgeworfen hat, hat gleichzeitig in der Tiefe des Kraters rundherum bis zum Kraterrand hin das Gestein auf das Zentrum hin in Bewegung gesetzt. Diese Bewegung wird durch die sehr kleinen, in den tieferen Teilen der Bohrung gemessenen Stoßdrucke belegt. Die Bewegung ist als inkompressible, stark reibende, instationäre Strömung zu beschreiben. Im großen und ganzen wird die Geschwindigkeit in weniger als zwei Minuten von ihrem Höchstwert am Anfang gleichmäßig auf Null abgebremst. Im Zentrum muß sich das Gestein um die Tiefe des Loches, im Ries um etwa 2,5 km hochgeschoben haben. Das stimmt mit den bei Gosses Bluff gefundenen 3 km befriedigend überein (MILTON et al. 1972). Fragt man nach der Untergrenze der Gesteinsbewegungen, so ist es möglich, daß die Gesteinsbewegungen an dieser Grenze ähnlich stetig auf Null gehen, wie sie sich anscheinend überwiegend im Bereich der Bohrung änderten. Dann wäre die Untergrenze eine wenig auffällige, schwierig beobachtbare Fläche.

Der obere zusammenhängende Kristallinbereich der Bohrung zeigt uns mit seiner recht rasch von riesauswärts auf rieseinwärts umklappenden Bewegung an, daß die auswärts gestartete Kristallinschicht bereits am Bohrpunkt nur wenige hun-

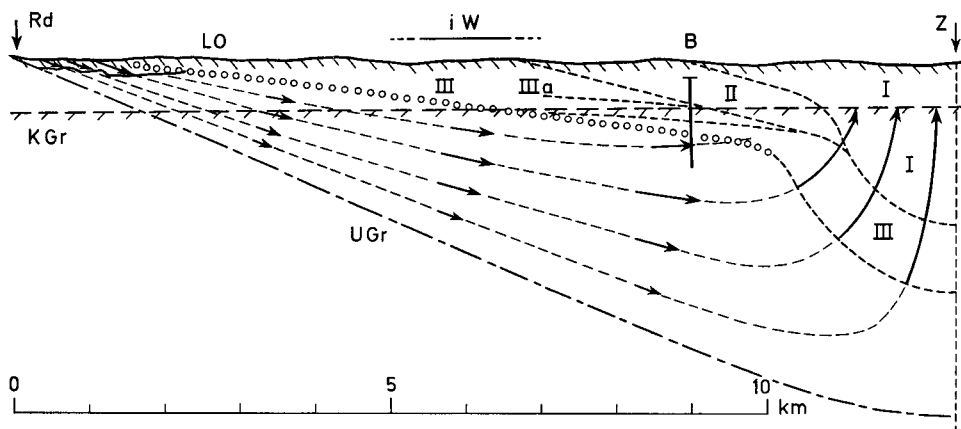


Abb. 3. Schematisches Bild der Gesteinsbewegungen im Ries-Krater. $\circ \circ \circ$ wahrscheinliche Grenze zwischen Auswurf bzw. Verschiebung riesauswärts und Rückbewegung, die von der Stoßwellen-Rückfederung ausgeht. Pfeile sind Verschiebstrecken, nicht Geschwindigkeiten.

Zone I: Auswurf verlorengegangen, vielleicht mit Ausnahme von REUTERSchen Blöcken, Niedertrennbacher Malmkalkblock und Tektiten.

Zone II: Auswurf ins Vorries

Zone III: Auswurf bleibt innerhalb des Rieskraters

Zone IIIa: Ursprungsgebiet für Material des inneren Walls. (Diese Zone liegt zwischen den beiden gestrichelten Linien, die unter „IIIa“ enden).

Scheme of the trajectories of rocky masses in the Ries crater. $\circ \circ \circ$ probable limit between ejection or displacement outwards from the center and backflow induced by shock-wave rebound. Darts are distances of displacement, not velocities.

Zone I: ejecta lost, probably except Reuter blocks, malm-limestone boulder of Niedertrennbach and tektites

zone II: ejection beyond rim of Ries

zone III: ejecta do not leave the crater

zone IIIa: origin area for stony matter of inner ring. (This zone is situated between the two broken lines which end below „IIIa“).

dert Meter maß und ihr Auslaufen gegen den inneren Wall hin plausibel ist. Dort ist dann mit Anhäufung des etwa über den Radienbereich 3 bis 5,5 km aus geeigneter Tiefe riesauswärts in Bewegung gesetzten Kristallins und untersten Mesozoikums zu rechnen (Zone III a in Abb. 3). Der riesauswärts gerichtete Auswurf von höheren Schichten erstreckt sich natürlich weiter zu größeren Radien. Ist nun der innere Wall rein oder überwiegend auf den Unterschied der mechanischen Eigenschaften von festerem Kristallin und viel weicheren Keuper-, Lias- und Doggerschichten zurückzuführen?

Dagegen spricht der Westliche Clearwater Lake, der inneren Wall, aber in der entsprechenden Tiefe keinen ausgeprägten Schichtunterschied hat. Die in Abb. 3 schematisch dargestellte Rückströmung in der Tiefe des Kraters bewirkt bei großen Kratern immer eine Absenkung eines äußeren Ringes im Krater. Schön zeigt das z. B. der Manicouagan. Ob der verhältnismäßig langsame Auswurf aus

Zone III in Abb. 3 sich so verteilt, daß ein äußerer, tieferer Ring und anschließend ein relativ dazu höherer innerer Ring nachbleibt, ferner, ob die Rückströmung so früh stoppt, daß ein dem inneren Ring gegenüber tieferer zentraler Kraterbereich nachbleibt, oder ob sie bis zur Bildung eines Mittelberges weitergeht, das dürfte von subtilen Unterschieden im Reibungsverhalten der Gesteine abhängen.

Im Ries hat jedenfalls zu keinem Zeitpunkt eine schüsselförmige „transient cavity“ im Sinne eines einfachen Kraters (wie der Meteor-Krater) von 11 km Durchmesser und 2,5 bis 3 km Mitteltiefe bestanden. Das zeigt neben der Stoßdruckverteilung in der Bohrung noch direkter das Nichtvorhandensein sehr großer Mengen (Größenordnung 100 km^3) kristallinen Auswurfs im inneren Wall und außerhalb davon. Aus diesen Gründen ist es sachlich falsch und irreführend, den Raum innerhalb des inneren Walls als „inneren Krater“ zu bezeichnen!

Der Riesrand ist, wie die geologischen und geophysikalischen Untersuchungen von GALL, MÜLLER & POHL (1976) zeigen, die Grenze, bis zu der das Gestein des Untergrundes entlang Bruchflächen verschoben wurde. Insoweit ist die Randdefinition dieselbe wie bei kleinen Kratern. Dagegen ist der Riesrand, wie die genannten Autoren zeigen, überwiegend die Grenze der von der Rückfederung ausgehenden Einwärtsbewegung. Der direkte Auswurfvorgang erreicht nur vereinzelt den Rand, wie die erwähnten, geringfügig riesauswärts verschobenen Schollen andeuten. Im Mittel ist die Grenze des direkten Auswurfs also zwischen Rand und innerem Wall zu suchen.

In Abb. 2 sind die Stoßwellen der Einfachheit halber als Kreise gezeichnet. Tatsächlich ist nach unten der Energieverlust der Stoßwelle am geringsten. Im Zentrum ist deshalb erst in über 8 km Tiefe damit zu rechnen, daß der Stoßdruck 10 kbar unterschreitet. Das bedeutet zwar nur einen Hupfer (bei 10 kbar 20 m bis 40 m hoch), der mit dem jeweils umgebenden Gestein ziemlich parallel erfolgt und sehr nahezu am Ausgangspunkt wieder endet. Aber eine auflockernde Wirkung ist doch bis in diese Tiefe zu erwarten.

Es ist aus den vorstehenden Überlegungen heraus nicht möglich, durch Rückextrapolation der Stoßwelle für $R \rightarrow 0$ irgendwelche Schlüsse über Natur, Geschwindigkeit und Anflugrichtung des Einschlagskörpers zu ziehen. Nur chemisch aus verbliebenen Spuren der Materie des Einschlagskörpers und aus einer reduzierenden Wirkung seiner Materie, die nur bei einem Kometenkern zu erwarten ist, kann man Rückschlüsse ziehen (GORESY & CHAO, 1976).

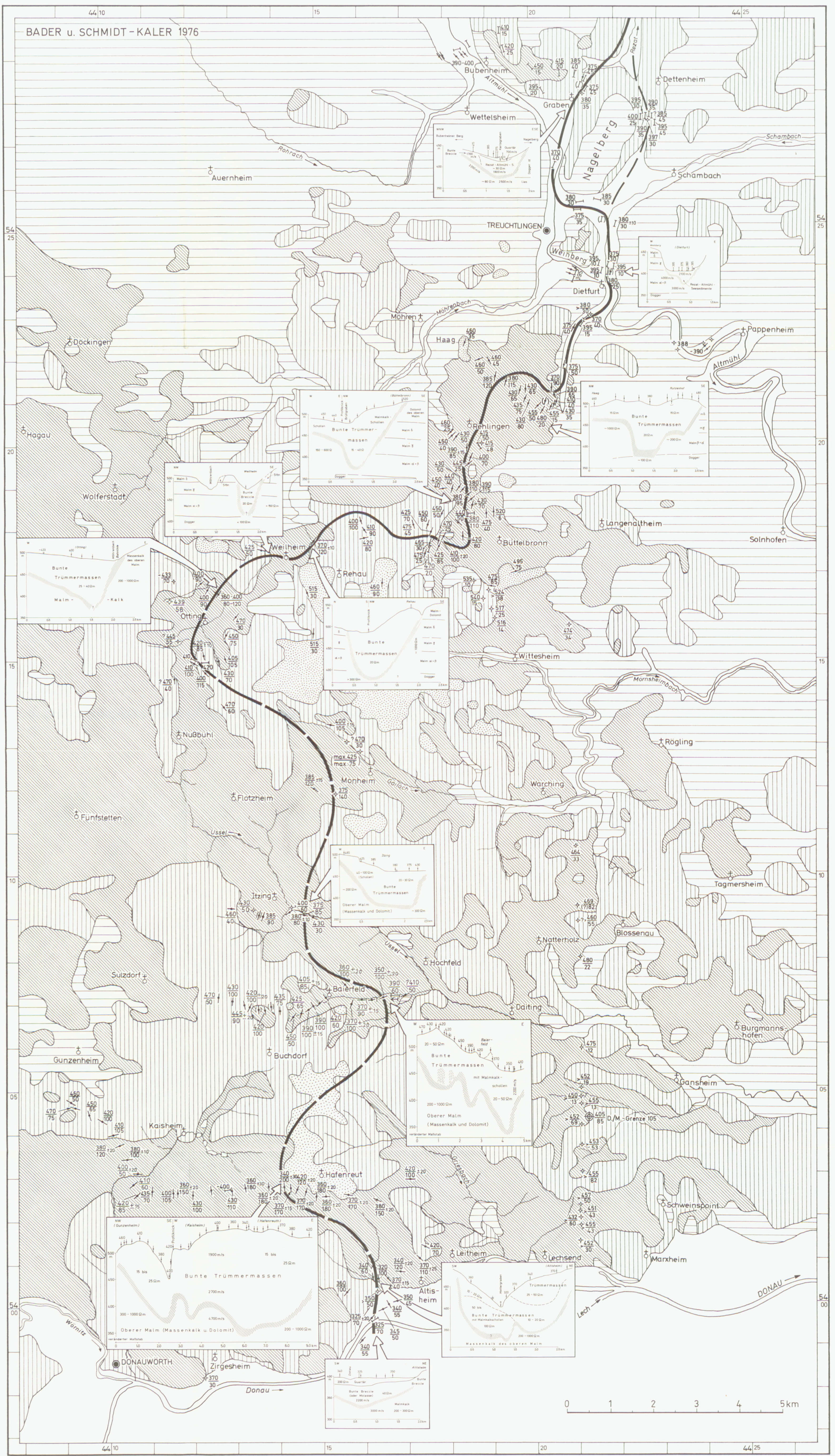
6. Literatur

- ANGENHEISTER, G., u. POHL, J.: Beiträge der Angewandten Geophysik zur Auswahl des Bohrpunktes der Forschungsbohrung 1973. — *Geologica Bavarica*, 72, S. 59—63, München 1974.
- DAVID, E.: Das Ries-Ereignis als physikalischer Vorgang. — *Geologica Bavarica*, 61, S. 350—378, München 1969.
- ENGELHARDT, W. v., u. GRAUP, G.: Stoßwellenmetamorphose im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973. — *Geologica Bavarica*, 75 (dieser Band), München 1977.
- ERNSTSON, K.: The structure of the Ries crater from geoelectric depth soundings. — *J. Geophys.*, 40, p. 639—659, Berlin, Heidelberg, New York 1974.

- GALL, H., MÜLLER, D. u. POHL, J.: Zum geologischen Bau der Randzone des Ries-Kraters. — N. Jb. Geol. Paläontol., Mhr 1976, Stuttgart 1976. — [im Druck].
- GORESY, A. EL, u. CHAO, E. C. T.: Identification and significance of armalcolite in the Ries glass. — Earth Planet. Sci. Lett., 30, p. 200—208, Amsterdam 1976.
- — Evidence of the impacting body of the Ries crater — The discovery of Fe-Cr-Ni veinlets below the crater bottom. — Earth Planet. Sci. Lett., 31, p. 330—340, Amsterdam 1976.
- HÖRZ, F.: Structural and mineralogical evaluation of an experimentally produced impact crater in granite. — Contr. Mineral. and Petrol., 21, p. 365—377, Würzburg 1969.
- HÜTTNER, R.: Makroskopische Beobachtungen zur Deformation des Kristallins in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 — Geologica Bavarica, 75, (dieser Band), München 1977.
- MILTON, D. J., et al.: Gosses Bluff impact structure, Australia. Geological and geophysical techniques establish the origin of an analog of lunar craters. — Science, 175, p. 1199—1207, 1972.
- STETTNER, G.: Das Grundgebirge in der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 im regionalen Rahmen und seine Veränderungen durch den Impakt. — Geologica Bavarica, 72, S. 35—51, München 1974.

Manuskript bei der Redaktion eingegangen am 25. 10. 1976.

Verlauf der prä-erischen Erosionsrinne zwischen Treuchtlingen und Donauwörth Location of the pre-impact erosion channel between Treuchtlingen and Donauwörth



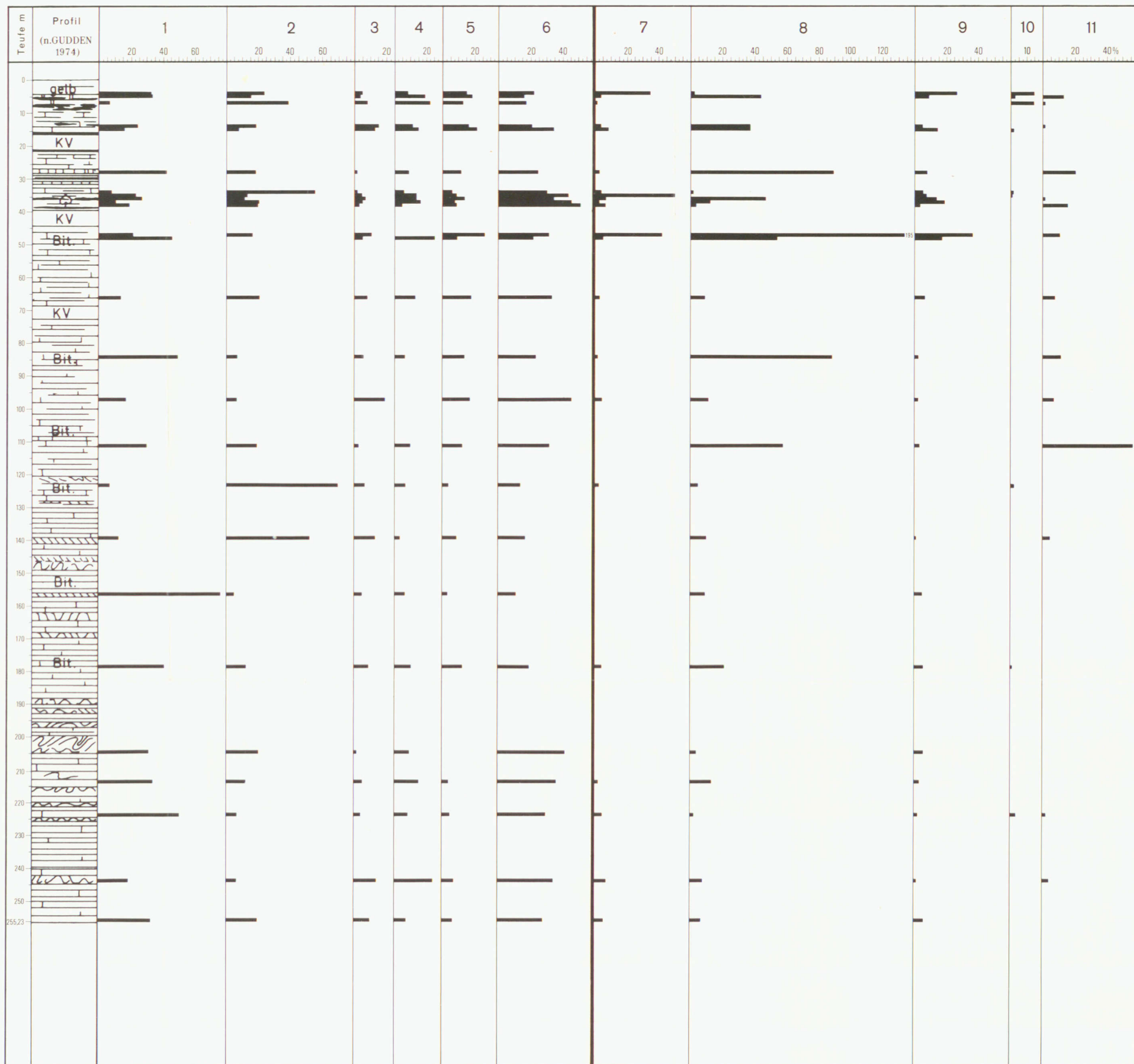
BADER u. SCHMIDT-KALER 1976



- Talalluvionen
- Albüberdeckung i.w.S.
- Monheimer Höhensande
- Riestrümmersmassen mit Suevit
- Jura
- Bohrung
- Geoelektrische Tiefensondierung
- Seismisches Meßprofil
- Juraoberfläche über NN
- Mächtigkeit der Riestrümmersmassen (bzw. der Seesedimente)
- Verlauf der prä-erischen Erosionsrinne

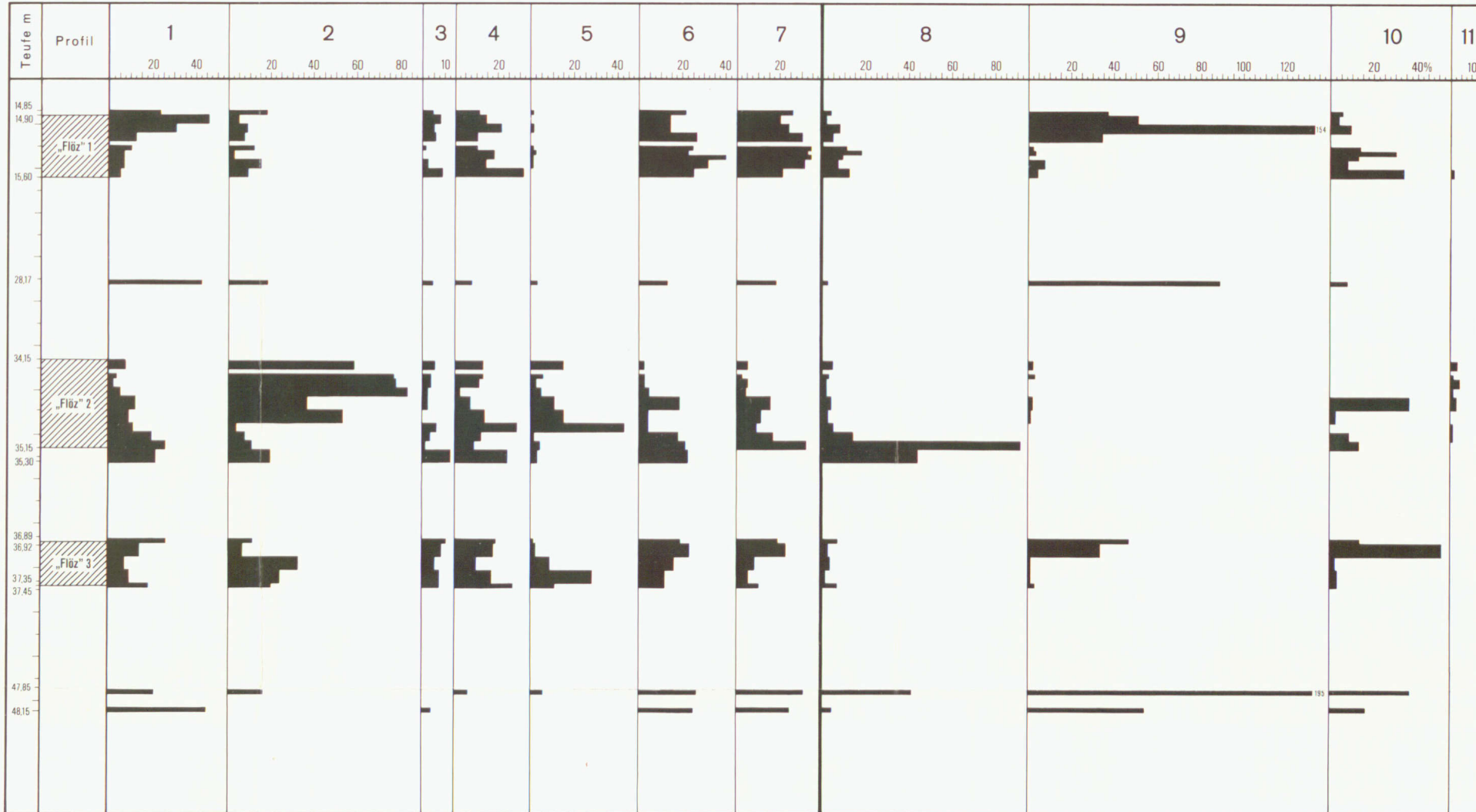
Pollendiagramm der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Pollen-diagramm of the Research boring Nördlingen 1973



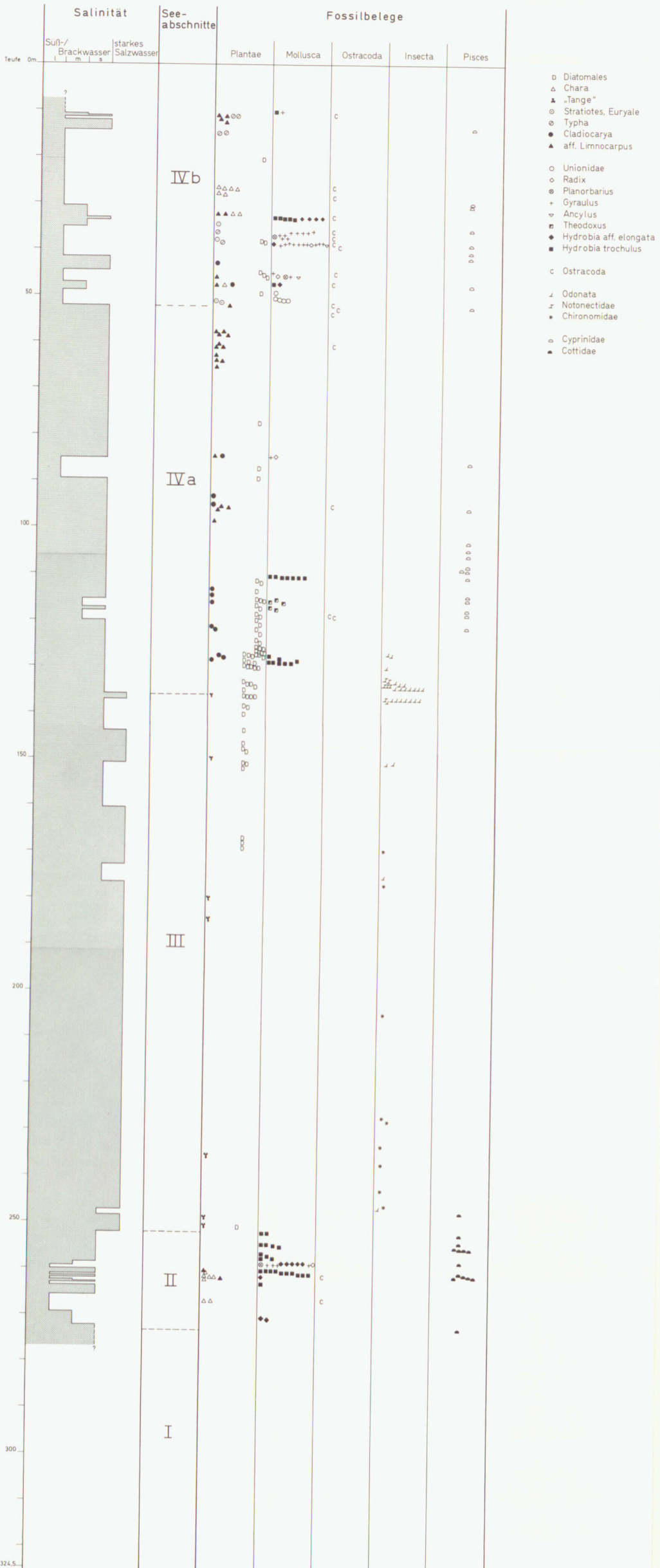
Pollendiagramm der "Braunkohlenflöze" aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Pollen-diagramm of the "coal seams" of the Research boring Nördlingen 1973



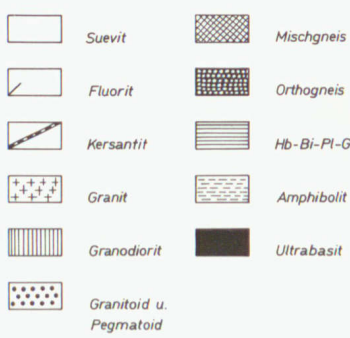
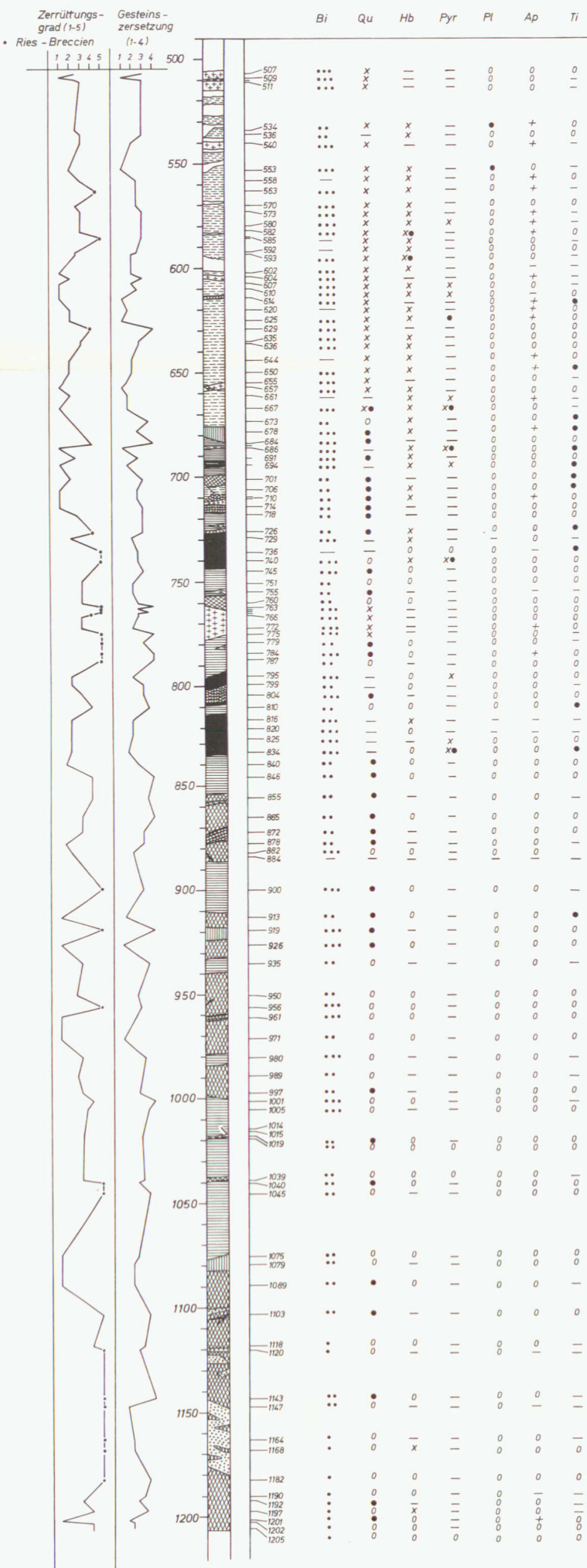
Erläuterungen zu den Spalten 1 – 11 siehe Tabelle 4
 Legend to the columns 1 – 11 see table 4

Diagramm der paläontologisch belegten Salinitätsschwankungen im obermiozänen Riessee
 Diagram of changing salinity in the Ries-Lake based on palaeontological evidence with marks of the most important fossil records



Kristalline Gesteine der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 (506-1206 m):
 Untersuchte Proben, Zerrüttung, Gesteinszersetzung u. Stoßwelleneffekte in Mineralen

Crystalline rocks 506-1206 m: Investigated samples, fragmentation and
 decomposition, shock effects in minerals



- Knickbänder in Biotit:**
- ... sehr stark
 - .. deutlich
 - schwach
 - x Planare Elemente
 - Deformationslamellen
 - + Apatit : # (10¹¹)
 - 0 Mineral vorhanden - nicht deformiert
 - Mineral nicht vorhanden oder zersetzt

Karbonatmineralogie, Kohlenstoffgehalte und Korngrößenanalysen ausgewählter Proben aus der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

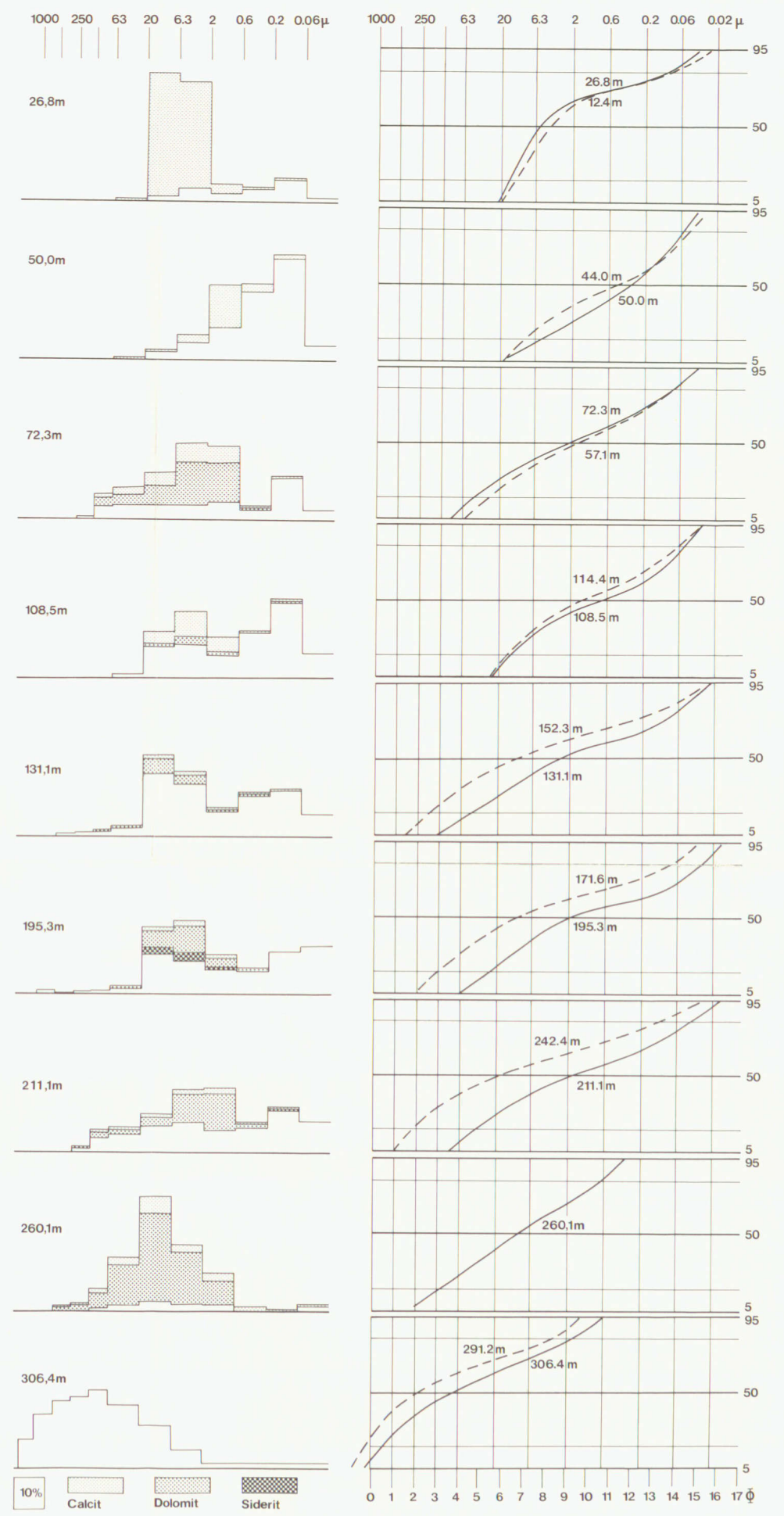
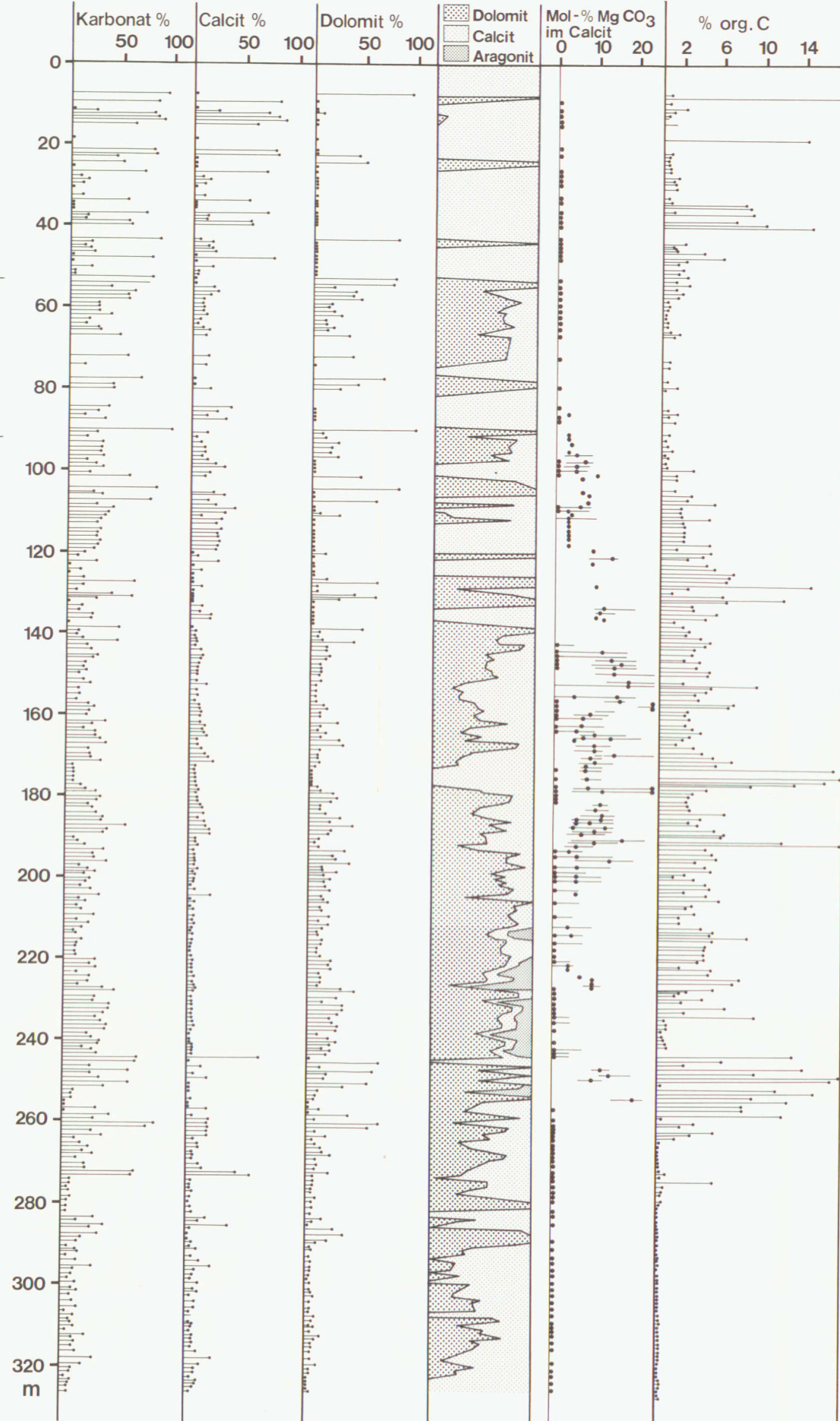
Carbonate mineralogy, organic carbon, and grain size data of selected samples from the research bore-hole Nördlingen 1973

1

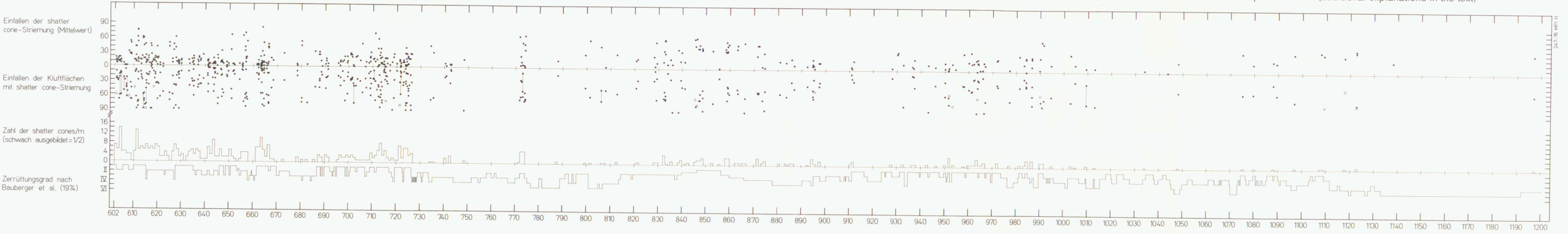
2

3

4



Häufigkeitsverteilung und Einfallen von Shatter-Cone-Riefungen sowie der Flächen, auf welchen sie ausgebildet sind; Zerrüttungsgrad nach BAUBERGER et al. (1974) im Kristallin der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 von 602 m bis Endteufe 1206 m (weitere Erklärungen im Text)
Frequency distribution and dip of shatter cone striations as well as planes on which shatter cones were produced; disruption classification according to BAUBERGER et al. (1974) in the crystalline complex from metre 602 to the final depth of 1206 m (additional explanations in the text)



Modalanalysen und chemische Analysen von ultramafischen und mafischen Gesteinen der Bohrung Nördlingen 1973 Modal and geochemical data of the ultramafic and mafic rocks of the bore-hole Nördlingen 1973

Tab. 1: Modalwerte (Vol.%) der ultramafischen Einschaltungen des Bohrprofils
(\bar{x} Mittel aus 5 Proben)

Probe, Bohrmeter	728,3	729,3	820,5	826,3
Pseudomorphosen nach Olivin	31-34 (\bar{x}) -37	41	33	37
Pseudomorphosen nach Orthopyroxen	6-10 -11	7	21	5
Hornblende	29-32 -34	40	36	38
Phlogopit	20-22 -29	11	9	15
Apatit	0,5	0,5	0,5	0,5
Opakminerale	<0,5	<0,5	<0,5	
Mg-Chlorit	-	-	-	5

Tab. 2: Chemismus von Hornblende und Phlogopit aus ultramafischem Körper bei 728,3 m Bohrtiefe
(nach dem Analysenbefund mit der Mikrosonde, Analytiker: E. KNAUER)

	Hbl I		Hbl I	Phl		Phl
	Korn 1	Korn 2	(\bar{x} aus 1+2)	Korn 1	Korn 2	(\bar{x} aus 1+2)
SiO ₂	45,6	45,1	45,4	38,7	39,0	38,9
TiO ₂	0,66	0,65	0,65	1,08	1,07	1,08
Al ₂ O ₃	13,8	13,5	13,6	16,1	16,5	16,3
Cr ₂ O ₃	0,61	0,59	0,60	0,45	0,45	0,45
FeO*	6,6	6,8	6,7	5,6	5,5	5,6
MnO	0,14	0,13	0,13	0,04	0,04	0,04
MgO	17,5	17,6	17,6	24,3	24,3	24,3
CaO	11,0	11,0	11,0	0,02	0,02	0,02
Na ₂ O	2,14	2,32	2,23	0,89	0,93	0,91
K ₂ O	0,62	0,72	0,67	8,41	8,48	8,45
[H ₂ O]	-	-	(2,0)**	-	-	(4,0)**
Summe	98,67	98,41	100,58	95,59	96,29	100,05

* Gesamteisen als FeO, **extrapolierte Werte.

Tab. 3: Modalwerte (Vol.%) mafischer Teilbereiche im Verband der ultramafischen Körper (Auswahl)

Probe, Bohrmeter	796,5	798,9	831,7	834,5	835,5
Klinopyroxen	38	51	41	53	56
Hornblende	1	4	19	2	0
Biotit (± Chlorit)	27	19	20	21	10
Plagioklas	32	23	19	23	32
Quarz	0	0	0	0	0
Accessoryen*	2	3	1	1	2

* Apatit, Titanit, Calcit und die Opakminerale Ilmenit, Magnetit, Hämatit als randliche Verdrängung von Magnetit, Pyrit und Chalcopyrit.

Tab. 4: Modalwerte (Vol.%) amphibolitischer Gesteine der Amphibolit-Hornblendeabänderungs-Folge (Auswahl)

Probe, Bohrmeter	602,6	606,0	632,9
Klinopyroxen	3	Sp.	<1
Hornblende	39	52	54
Biotit (Chlorit)	2	2	3
Plagioklas	47	45	40
Quarz	8	0	2
Accessoryen*	<1	<1	<1

* Apatit, Zirkon, Titanit, Calcit und die Opakminerale Ilmenit, Magnetit, Hämatit als randliche Verdrängung von Magnetit, Pyrit und Chalcopyrit.

Tab. 5: Chemische Analysen des ultramafischen Gesteins der Forschungsbohrung Nördlingen 1973

Probe-Nr. E	728,3 m	729,3 m	729,5 m	820,3 m	821,4 m	823,2 m	829,3 m	Ø 7	825,7 m	815,5 m
SiO ₂ (Gew.-%)	42,6	45,4	44,7	44,2	46,1	45,3	45,6	44,8	43,5	45,2
TiO ₂	0,52	0,50	0,46	0,44	0,50	0,59	0,58	0,51	0,53	0,88
Al ₂ O ₃	7,35	7,10	6,40	6,45	7,05	7,60	7,15	7,01	7,65	9,50
Fe ₂ O ₃	6,91	3,98	2,87	2,90	3,03	3,32	3,76	3,82	2,61	2,21
FeO	5,3	6,5	7,5	7,2	6,9	7,0	8,5	7,0	7,1	8,0
MnO	0,18	0,13	0,13	0,16	0,13	0,14	0,18	0,15	0,12	0,19
MgO	24,0	23,0	24,9	24,5	23,4	23,5	22,0	23,6	21,2	19,0
CaO	4,49	4,70	4,76	4,25	4,38	3,90	4,37	4,40	6,56	7,40
Na ₂ O	0,94	0,74	0,77	0,70	0,60	0,58	0,56	0,69	0,55	0,78
K ₂ O	1,51	1,29	1,21	1,22	1,54	1,92	1,91	1,51	1,98	1,54
P ₂ O ₅	0,26	0,19	0,23	0,24	0,21	0,25	0,10	0,21	0,21	0,16
H ₂ O ⁺	6,1	5,3	5,4	6,2	5,2	5,4	4,7	5,5	5,1	4,3
S	0,14	0,35	0,36	0,28	0,14	0,07	0,11	0,20	0,02	-
CO ₂	0,14	0,39	0,79	0,58	0,21	0,39	0,52	0,43	2,24	0,38
Summe	100,44	99,57	100,48	99,32	99,39	99,96	100,04		99,37	99,54
V (ppm)	152	134	128	126	130	130	144	134	134	202
Cr	2800	2400	2700	3200	3000	2700	2800	2800	2800	2600
Co	105	89	93	68	97	98	113	94	112	80
Ni	1050	910	960	690	1050	1000	1100	965	1300	740
Cu	29	27	23	2	27	23	24	22	45	42
Zn	81	81	78	66	100	105	141	93	120	131
Rb	86	61	67	67	70	97	115	80	86	61
Sr	275	230	215	195	145	150	100	187	140	105
Zr	95	95	90	95	100	115	75	95	80	100
Ba	870	755	710	665	555	705	1090	764	605	370
NORM	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
or	8,88	7,66	7,12	7,26	9,16	11,35	11,28	8,96	11,78	9,14
ab	7,92	6,29	6,48	5,96	5,11	4,91	4,74	5,92	4,68	6,63
ne	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
an	11,33	12,29	10,38	10,93	12,07	12,47	11,35	11,55	12,64	17,96
C	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
di	6,48	5,84	5,26	3,98	5,60	2,20	5,07	4,92	3,56	12,32
hy	17,28	33,37	27,71	30,13	33,73	29,97	31,42	29,09	27,07	18,42
ol	29,87	20,41	29,58	27,94	22,47	26,15	23,25	25,67	24,67	25,08
mt	9,98	5,80	4,14	4,23	4,42	4,82	5,45	5,55	3,81	3,22
il	0,98	0,95	0,87	0,84	0,96	1,12	1,10	0,97	1,01	1,68
ap	0,61	0,45	0,54	0,57	0,50	0,59	0,24	0,50	0,50	0,38
cc	0,32	0,89	1,79	1,33	0,48	0,89	1,18	0,98	5,13	0,87
pr	0,26	0,66	0,67	0,53	0,26	0,13	0,21	0,39	0,04	-
NIGGLI	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
si	75,3	84,7	79,8	80,9	86,3	84,0	85,2	82,3	82,2	86,8
al	7,7	7,8	6,7	7,0	7,8	8,3	7,9	7,6	8,5	10,8
fm	80,5	79,9	81,5	82,1	80,5	80,6	80,1	80,7	74,8	70,7
c	8,5	9,4	9,1	8,3	8,8	7,8	8,8	8,7	13,3	15,2
alk	3,3	2,9	2,7	2,7	2,9	3,3	3,3	3,0	3,4	3,3
k	0,51	0,53	0,51	0,53	0,63	0,69	0,69	0,58	0,70	0,57
ti	0,69	0,70	0,62	0,61	0,70	0,82	0,81	0,71	0,75	1,27
mg	0,79	0,80	0,81	0,81	0,81	0,81	0,76	0,80	0,80	0,77
al-alk	4,4	4,9	4,0	4,3	4,9	5,0	4,6	4,6	5,1	7,5
c/fm	0,11	0,12	0,11	0,10	0,11	0,10	0,11	0,11	0,18	0,21

Tab. 6: Chemische Analysen von Biotit-Plagioklas-Klinopyroxen-Felsen und Biotit-Plagioklas-Hornblende-Felsen

Probe-Nr. E	831,7 m	832,0 m	832,5 m	833,6 m	834,5 m	835,5 m	Ø 6	731,5 m	738,5 m	739,0 m	741,8 m
SiO ₂ (Gew.-%)	48,2	44,3	46,0	45,3	45,9	47,0	46,1	44,6	44,4	44,3	45,0
TiO ₂	1,22	1,17	1,23	1,13	1,09	1,06	1,15	1,37	1,28	1,17	1,01
Al ₂ O ₃	9,15	10,5	10,9	10,2	9,50	9,35	9,93	11,5	11,9	13,3	12,0
Fe ₂ O ₃	1,85	1,80	0,72	1,80	1,90	1,84	1,65	1,80	0,73	2,70	2,35
FeO	7,7	8,2	9,7	7,4	6,5	6,2	7,6	8,1	6,9	9,0	8,6
MnO	0,21	0,21	0,21	0,21	0,18	0,17	0,19	0,18	0,15	0,24	0,20
MgO	12,8	13,0	12,4	13,7	12,2	12,0	12,7	13,5	13,6	10,9	14,0
CaO	12,7	12,7	11,1	11,5	13,4	12,7	12,4	9,65	9,10	8,76	10,1
Na ₂ O	1,08	1,21	1,23	1,12	0,83	1,01	1,08	1,78	1,14	1,46	1,18
K ₂ O	1,57	2,00	1,73	1,83	2,52	1,74	1,89	1,14	3,17	2,70	1,97
P ₂ O ₅	0,42	0,54	0,38	0,42	0,49	0,31	0,42	0,47	0,56	0,84	0,52
H ₂ O ⁺	3,4	3,8	3,6	3,8	3,5	4,0	3,7	5,2	5,5	4,1	3,4
S	0,02	0,12	0,14	0,14	0,28	0,14	0,14	0,09	0,24	0,05	0,08
CO ₂	0,25	0,21	0,68	0,78	2,04	3,10	1,17	0,15	0,52	0,45	≤0,10
Summe	100,57	99,76	100,02	99,33	100,33	100,62		99,53	99,19	99,97	100,41
V (ppm)	262	244	276	288	250	256	262	304	272	288	234
Cr	1000	640	360	450	560	520	588	920	420	265	680
Co	43	44	35	55	54	51	47	59	50	51	57
Ni	175	175	135	172	200	185	173	240	180	110	320
Cu	70	61	76	81	230	115	105	68	98	69	63
Zn	140	138	138	82	123	225	141	108	132	145	128
Rb	77	102	79	195	152	92	116	54	102	120	74
Sr	210	160	235	310	195	175	214	120	185	260	160
Zr	115	110	145	120	135	110	122	90	155	150	120
Ba	805	775	700	1690	1090	785	974	450	820	1070	760
NORM	-	-	-	-	-	0,51	-	-	-	-	-
or	9,22	11,85	10,22	10,89	14,98	10,22	11,23	6,77	18,89	15,96	11,59
ab	9,09	2,67	10,41	9,54	7,06	8,49	7,88	15,13	7,45	12,36	9,67
ne	-	4,11	-	-	-	-	-	-	1,23	-	0,15
an	15,39	17,35</									

Tonmineralprofil der Forschungsbohrung Nördlingen 1973 Profile of the clay minerals in the bore-hole Nördlingen 1973

