

SONDERDRUCK AUS

Oberrheinische Geologische Abhandlungen

Herausgegeben von

Prof. Dr. H. ILLIES, Karlsruhe

Prof. Dr. Dr. h. c. M. PFANNENSTIEL, Freiburg i. Br.

Prof. Dr. R. SCHONENBERG, Tübingen

Jahrgang 20, Heft 1/2

1971



Oberrhein. Geol. Abh.	20	15 — 20	Karlsruhe, Oktober 1971
-----------------------	----	---------	-------------------------

Tektonische Beobachtungen am Westrand des Rheingrabens bei Neustadt a. d. Weinstraße

von

EDWIN FECKER, Karlsruhe *)

mit 5 Abbildungen

Zusammenfassung

Am Westrand des Rheingrabens im Abschnitt von Neustadt a. d. Weinstr. bis Gimmeldingen a. d. Haardt lassen sich drei verschiedene, tektonische Ereignisse genauer beobachten:

1. Eine schwache variszische Faltung und Bruchtektonik der Kulmgesteine von Neustadt.
2. Eine tertiäre Belebung variszischer Bruchtektonik im Lindenberger Tal.
3. Eine geologisch junge Aufstimmung der Grabenschulter.

1. Variszische Verformung der Kulmgesteine von Neustadt

Im Neustädter Tal sind seit langem Arkosen und Tonschiefer, sogenannte Nollengesteine bekannt, welche am Fuße des Bergsteins in zwei kleinen, aufgelassenen Steinbrüchen anstehen. Im Gesteinsprofil wechsellagern plattige, rotviolette Tonschiefer mit meterdicken Bänken rötlichgrauer Arkosen.

Vereinzelte findet sich in den Tonschiefern etwas Pflanzenhäcksel, aufgrund dessen ZAMINER (1955) karbonisches Alter für gesichert hält. Gesteinsserien ähnlicher petrographischer Ausbildung findet man zwei Kilometer weiter südlich bei Hambach, die nach MÜNZING (1956) ins ältere Unterkarbon zu stellen sind.

Aus den wenigen Aufschlüssen und vereinzelten Bohrungen in der Gegend von Neustadt läßt sich ablesen, daß diese Gesteine eine schwache variszische Faltung mitgemacht haben. Eine nähere zeitliche Einstufung der Faltung (sudetische oder asturische Faltungsphase?) läßt sich nicht treffen.

Auch Vergleiche mit der Tektonik des Odenwaldes und des Spessarts, deren südöstliche Fortsetzung das Grundgebirge der Haardt ohne Zweifel darstellt (ILLIES, 1965), helfen diesbezüglich nicht weiter.

Den einstigen Zusammenhang mit dem Grundgebirge des Odenwaldes verdeutlicht das kleintektonische Inventar im Grundgebirge von Neustadt, welches in Abb. 1 (A) dargestellt ist. Dieses Inventar beinhaltet:

- a) Mikrofaltung mit Schenkellängen von 50 bis 100 Zentimetern und etwa Ost-West-streichenden Faltenachsen (b-Achsen).
- b) Nord-Süd-streichende, saigerstehende ac-Klüfte, welche mit Quarz verheilt sind.
- c) Ost-West-streichende, nahezu saigerstehende bc-Klüfte.
- d) Eine NEE streichende Kluftchar, welche mit etwa 40 Grad nach NNE einfällt und zusammen mit der etwa söhligen Schichtung ein Scherflächenpaar (h0l) darstellen könnte.

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. E. FECKER, Institut für Bodenmechanik und Felsmechanik der Universität Karlsruhe, 75 Karlsruhe, Kaiserstraße 12.

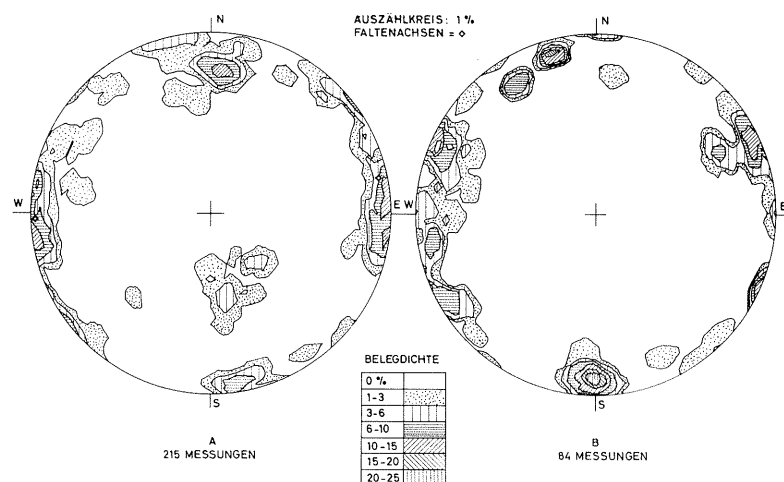


Abb. 1 (A) Kluftmessungen im Grundgebirge von Neustadt a. d. Weinstr. und (B) im Lindenger Tal (Steinbruch St. Cyriacus)

Sowohl die nichtrupturellen (Faltungsachsen) als auch die rupturellen (Klüfte) Gefügeelemente lassen sich als Reaktionen des Gesteinskörpers auf eine im wesentlichen N-S gerichtete Beanspruchung verstehen. Nahezu gleiche Kluftscharen beschreibt PORTMANN (1923, S. 71 und 72) aus variszisch beanspruchten Gesteinen des Bergsträßer Odenwaldes.

2. Die Lindenger Tal-Störung

Die Störung im Lindenger Tal (s. Abb. 2) ist ein Teilstück jener Störung, welche sich zwischen Albersweiler und St. Johann von der Grabenrandverwerfung ablöst und in nördlicher Richtung bis in die Gegend von Bad Dürkheim und Leisstadt nachweisbar ist. Ihre Sprunghöhe beträgt nach LEPPLA (1893) im Modenbach-Tal 150 bis 200 Meter und im Wachenheimer Tal etwa 50 Meter.

LEPPLA (1893) erkannte auch schon, daß im Abschnitt des Lindenger Tales eine Parallelstörung vorhanden ist. Beide Störungen sind Teil eines antithetischen Schollentreppe systems, das zwischen der Buntsandsteinscholle des Weinbiets und der westlich des Lindenger Tales liegenden Buntsandsteinscholle einen Versatzungsbetrag von 120 bis 140 Metern zustande kommen läßt.

Aus zweierlei Gründen ist es naheliegend, der NS-verlaufenden Störung im Lindenger Tal eine variszische Anlage zuzusprechen: Einmal stimmt der im Lindenger Tal gewonnene Kluftgefügeplan (Abb. 1 B) mit dem erwähnten, nachweislich variszisch angelegten Gefügeplan (Abb. 1 A) praktisch überein, zum anderen sitzt dieser Störung ein Granitporphyrvorkommen auf, das als variszisch anzusehen ist.

Dieser Granitporphyr ist nördlich der Ortschaft Lindenberg aufgeschlossen. In der Literatur wird er meist als „Lindenger Quarzporphyr“ bezeichnet.

Der Porphyr zeigt sich makroskopisch als eine blaugraue angewitterte Grundmasse mit Einsprenglingen von seidig glänzenden Feldspäten und kleineren Quarzen.

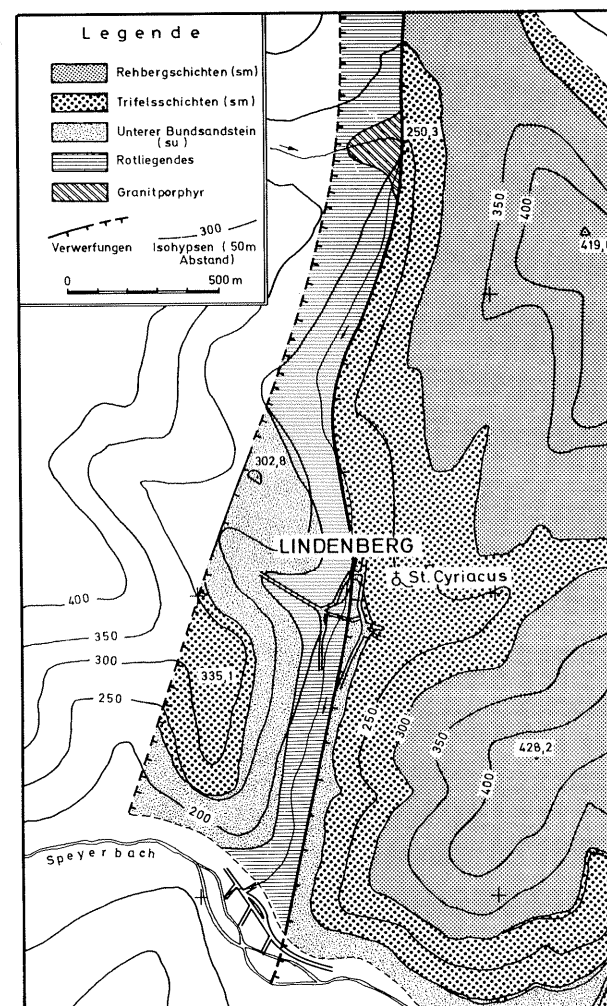


Abb. 2 Geologische Karte des Lindenger Tales mit der Störung St. Johann – Bad Dürkheim und dem darauf aufsetzenden Granitporphyr

U. d. M. (s. Abb. 3) sind als Einsprenglinge zu erkennen:

1. Große Kalifeldspäte (Kantenlänge bis zu 2 cm)
2. Serizitisierte Plagioklase
3. Quarz (ohne undulöse Auslöschung)
4. Stark zersetzte Biotite
5. Opake Gesteinsfetzen (? Tonschiefer).

Die Grundmasse, sofern sie u. d. M. auflösbar ist, besteht aus denselben Gemengteilen wie die Einsprenglinge, zeigt aber ebenfalls bereits einen hohen Grad an Verwitterung.

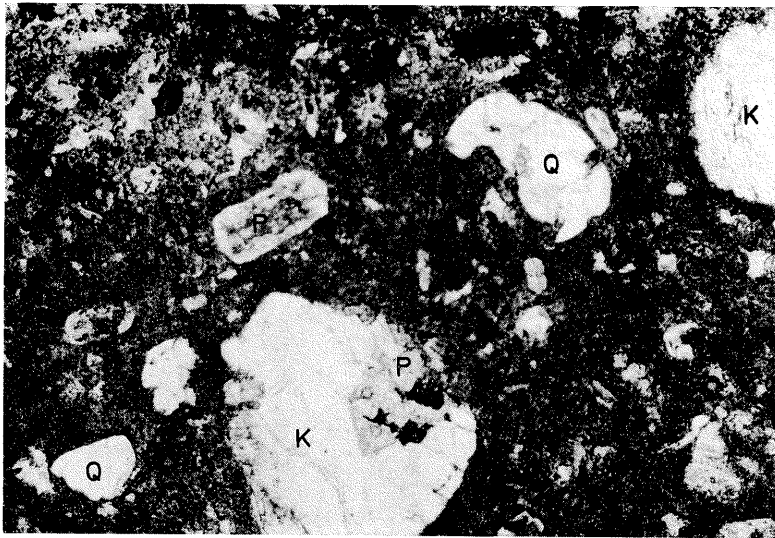


Abb. 3 Granitporphyr von Lindenberg (10fache Vergrößerung); K = Kalifeldspat, P = Plagioklas, Q = Quarz, schwarze Leisten = Biotit

Für einen Quarzporphyr besitzt dieses Gestein zu viele und zu große Feldspat- und Glimmereinsprenglinge, außerdem fehlt jegliche Regelung sowohl der Grundmasse als auch der Einsprenglinge. Deshalb wurde das Gestein abweichend von LEPLA (1892) als „Granitporphyr“ bestimmt. Dieser saure Vulkanismus ist jünger als die unterkarbonischen Schiefer, die durchschlagen wurden und sicher älter als das Oberrotliegende. Dies läßt sich an der unterschiedlichen Zusammensetzung des Rotliegendfanglomerates nachweisen. Während dieses Fanglomerat in der unmittelbaren Umgebung von Lindenberg fast ausschließlich aus ungerollten Komponenten der unterlagernden karbonischen Tonschiefer und Arkosen besteht, finden sich im selben Fanglomerat weiter nördlich zunehmend Gerölle dieses Granitporphyrs.

Sudetisches oder asturisches Alter des Granitporphyrs von Lindenberg läßt sich zwar nicht unmittelbar beweisen, liegt aber nahe: Einmal sind permische Granitporphyre im Pfälzer Wald nicht bekannt, dafür aber andererseits sudetische oder asturische Granitporphyre bei Burrweiler, die altpaläozoische Schiefer durchsetzen (vgl. ILLIES, 1965). Damit ist die im Bereich des Oberrheintalgrabens von ILLIES (1963) eingehend beschriebene, posthume Rejuvenation des variszisch angelegten, rheinischen Lineaments durch die tertiäre Grabentektonik auch im eng begrenzten Untersuchungsbereich nachgewiesen.

3. Junge Aufstimmung der Grabenschulter

Beobachtungen über die junge Aufstimmung der Grabenschulter, die PLEWE (1938) aus geomorphologischer Sicht bereits eingehend beschrieb, wurden an einem Bergücken nordwestlich Neustadt a. d. W. gemacht. Dieser Bergücken wird südlich von der Eichkehle, nördlich vom Mußbachtal begrenzt und im Osten durch die Rhein-grabenrandverwerfung abgeschnitten. Bei diesem Bergücken handelt es sich um mittleren Buntsandstein, und zwar um höhere Partien gebleichten Trifelssandsteins. Der

Sandstein ist blaßgelb mit zart rosafarbenen Bereichen. Das Bindemittel ist schwach kieselig. Gelegentlich treten Tongallen gehäuft in Horizonten auf. In Wechsellagerung mit schluffigen Tonen stehen Sandsteinbänke mit einer Mächtigkeit von zehn Metern und mehr an.

Die Kluftscharen in diesem Gebiet können auf der Basis ihrer gegenseitigen Zuordnung im Kluftdiagramm und durch unterschiedliche Merkmale der einzelnen Klüfte in zwei Gruppen unterteilt werden, und zwar in eine Hauptschar und eine Gegenschar (WAGNER, 1964); entsprechende Klüfte in Haupt- und Gegenklüfte (s. Abb. 5). Hauptklüfte streichen parallel der Rheintalrandverwerfung und weisen folgende Merkmale auf:

- a) Hauptklüfte zeigen eine straffe Regelung im Lagenkugeldiagramm und stehen nahezu senkrecht auf der Schichtung.
- b) Hauptklüfte durchlaufen andere Klüfte.
- c) Strukturen (z. B. Kluftbesen) auf der Oberfläche von Hauptklüften sind symmetrisch.
- d) Die Hauptklüfte öffnen sich im beschriebenen Bereich nach unten bis zu 10 cm.

Gegenklüfte stehen ungefähr senkrecht auf Hauptklüften und unterscheiden sich von den Hauptklüften durch folgende Eigenschaften:

- a) Gegenklüfte zeigen im Lagenkugeldiagramm keine sehr straffe Regelung, was aber zum Großteil mit der größeren Unebenheit zusammenhängen mag.
- b) Gegenklüfte enden meist an Hauptklüften und vereinzelt an Schichtflächen.
- c) Oberflächenstrukturen (z. B. Kluftbesen) von Gegenklüften sind asymmetrisch.

Neben diesen Kluftscharen kommen auch noch Kleinklüfte vor, die keine sichtbare Beziehung in ihrer Raumstellung zu den erwähnten Scharen haben. Ein weiterer wesentlicher Unterschied zwischen Haupt- und Gegenklüften ist die unterschiedliche Rauigkeit der Klüfte. Um diese Unterschiede quantitativ erfassen zu können, wurde ein Rauigkeitsmeßgerät konstruiert, ein sogenannter Profilograph (s. Abb. 4). Dieses

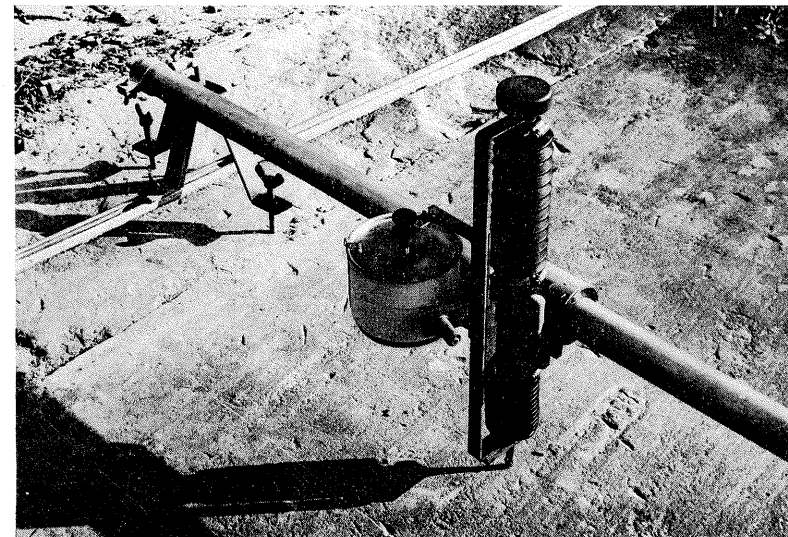


Abb. 4 Profilograph — Gerät zur Aufzeichnung von Kluftflächenprofilen —

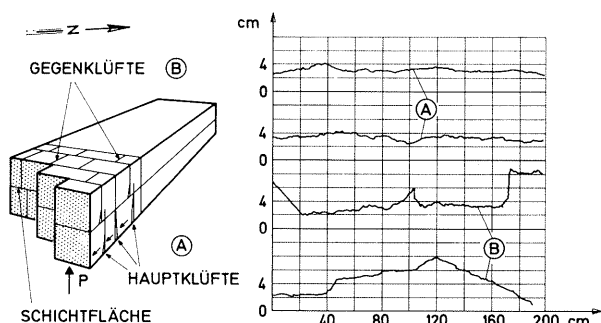


Abb. 5 Klüftflächenprofile grabennaher Großklüfte. Hauptklüfte (A) glatt – Gegenklüfte (B) rau

Gerät ermöglicht es, in kurzer Zeit eine große Zahl von Klüftflächenprofilen zu messen, von denen in Abb. 5 einige wenige dargestellt sind. Der Rauigkeitsunterschied zwischen den Hauptklüften und Gegenklüften tritt dabei deutlich in Erscheinung.

Es liegen uns Beobachtungen bei Laborversuchen an Gesteinsproben vor, bei denen Zugbrüche gegenüber Scherbrüchen ebenfalls wesentlich glatter sind und außerdem meist Fiederstrukturen zeigen (GRAMBERG, 1965). Es scheint nicht abwegig, unsere Hauptklüfte ebenfalls als Zugklüfte und unsere Gegenklüfte als Scherklüfte zu bezeichnen. Zumal die Hauptklüfte unten weiter geöffnet sind als oben. Dies würde im Kräfteplan voraussetzen, daß die Grabenschulter aktiv angehoben wurde, der morphologische Unterschied also nicht nur durch eine grabenseitige Abschiebung entstanden ist.

Angeführte Schriften

- GRAMBERG, J.: Axial cleavage fracturing, a significant process in mining and geology. – Engineering Geology **1**, 32–72, 1965.
- ILLIES, H.: Der Westrand des Rheingrabens zwischen Edenkoben (Pfalz) und Niederbronn (Elsaß). – Oberrhein. geol. Abh. **12**, 1–23, Karlsruhe, 1963.
- ILLIES, H.: Bauplan und Baugeschichte des Oberrheingrabens. – Oberrhein. geol. Abh., **14**, 1–54, Karlsruhe, 1965.
- LEPPLA, A.: Über das Grundgebirge der Nordvogesen (Haardtgebirge). – Z. Dt. Geol. Ges., **44**, 400–438, Berlin, 1892.
- LEPPLA, A.: Über den Bau der pfälzischen Nordvogesen und des triadischen Westriches. – Jahrb. Königl. preuß. geol. Landesanstalt für 1892, 23–90, Berlin, 1893.
- MÜNZING, K.: Geologische Beobachtungen im Pfälzerwald. – Pfälzer Heimat, **7**, 14–16, Speyer, 1956.
- PLEWE, E.: Geomorphologische Studien am pfälzischen Rheingrabenrand. – Badische Geographische Abhandlungen, **19**, Freiburg i. Br. und Heidelberg, 1938.
- PORTMANN, W.: Tektonische Untersuchungen im nördlichen Bergsträßer Odenwald. – Inaugural-Dissertation, Heidelberg, 1928.
- WAGNER, G. H.: Kleintektonische Untersuchungen im Gebiet des Nördlinger Rieses. – Geol. Jb., **81**, 519–600, Hannover, 1964.
- ZAMINER, C.: Petrographische Untersuchungen im Grundgebirge der Pfalz. – Inaugural-Dissertation, Heidelberg, 1955.