

Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgestein

Von
GEORG MATTHESS
Wiesbaden

Mit 20 Abbildungen, 18 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb
Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

Abhandlungen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung

Herausgegeben vom
Hessischen Landesamt für Bodenforschung

Heft 58

Beziehungen zwischen geologischem Bau und Grundwasserbewegung in Festgestein

Dienstexemplar

Von

GEORG MATTHESS

Wiesbaden

Mit 20 Abbildungen, 18 Tabellen und 4 Tafeln

Herausgabe und Vertrieb

Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden, Leberberg 9

Wiesbaden 1970

Kurzfassung

Die Bedeutung der Gesteinsdurchlässigkeit der psephitisch-psammitischen Sedimente, der Karbonat-, Gips-, Anhydrit- und Salzgesteine, der Ton- und Schluffsteine sowie der vulkanischen Gesteine wird erörtert. Sie spielt offenbar nur bei den psephitisch-psammitischen und karbonatischen Sedimentgesteinen eine Rolle, wobei Korngrößenverteilung, petrographische Beschaffenheit und diagenetischer Zustand den Umfang der Gesteinsdurchlässigkeit bestimmen.

Die Verbreitung und der sedimentologisch-petrographische Bestand des Buntsandsteins als dem wichtigsten psephitisch-psammitischen Sedimentkomplex im Hessischen Bergland werden näher beschrieben. Bei den Schichten des Mittleren Buntsandsteins und der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins Nordhessens ergeben sich Zusammenhänge zwischen der Lage der untersuchten Bohrungen innerhalb des Sedimentationsraumes, der stratigraphischen Einheit, dem Diagenesezustand und den beobachteten Durchlässigkeiten. Während die Gesteine am Rande des Buntsandsteinbeckens infolge größerer Körnung und geringerer Verkittung eine erhebliche, auch für praktische Zwecke nicht un- wesentliche Gesteinsdurchlässigkeit (mehrere d) aufweisen, sind die schlecht sortierten, feinkörnigen, meist durch Kieselsäureausscheidungen, Drucklösung u. a. diagenetisch völlig verfüllten Sandsteine im Beckeninneren ohne nennenswerte Durchlässigkeit.

Die Trennfugendurchlässigkeit bestimmt in Art, Richtung und Ausmaß die hydrologischen Eigen- schaften der Festgesteine entscheidend. Die Anisotropie derartiger Gesteine in bezug auf das Grund- wasser wirkt sich mit Abnahme der Kluftdichte und damit mit der Zunahme der praktisch geschlos- senen Gesteinsblöcke immer stärker aus. In intensiv zerbrochenen Gesteinskomplexen, insbesondere in Subrosionsgebieten und noch mehr im Bereich der oberflächennahen Auflockerung, nähern sich die hydraulischen Verhältnisse denen von Lockergesteinsgrundwasserleitern.

Der Unterschied zwischen dem hydraulischen Verhalten des Grundwassers in Karstgrundwasser- leitern und in Kluftgrundwasserleitern ist grundsätzlich gering. Die in Kluftgrundwasserleitern er- mittelten Abstandsgeschwindigkeiten liegen in der gleichen Größenordnung wie in den Karstgrund- wasserleitern. Wesentlicher Unterschied ist die bei den verkarstungsfähigen Gesteinen im Laufe der Zeit zunehmende Konzentration des Abflusses auf wenige bevorzugte Fließbahnen und Austritts- punkte als Folge fortschreitender Verkarstung.

Die Auswertung der Trockenwettermessungen in Verbreitungsgebieten von Karst- und Kluftgrund- wasserleitern erlauben Aussagen über die Höhe der Grundwasserneubildung, die Größe und Lage von Einzugsgebieten und das zeitliche Verhalten des Grundwasserabflusses, wie an Beispielen aus Nordhessen und dem Vogelsberg gezeigt wird. Mit Hilfe des A_u - und $\min A_u$ -Verfahrens nach WUNDT lassen sich in klüftigen, grundwasserführenden Gesteinen Aussagen über die Grundwasser- neubildung gewinnen.

Im intensiv gefalteten, schlecht durchlässigen Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge), wo die Grundwasserbewegung im wesentlichen auf die aufgelockerte Schuttdecke beschränkt ist, müssen andere Verfahren entwickelt werden.

Vorschläge für weitere Untersuchungen werden gemacht.

Inhalt

1.	Einleitung	9
2.	Grundwasserbewegung in Festgesteinen	11
2.0.	Definitionen und Meßmethoden	11
2.1.	Gesteinsdurchlässigkeit	15
2.1.1.	Psephitisch-psammatische Gesteine	15
2.1.2.	Karbonatgesteine, Gips-, Anhydrit- und Salzgesteine	32
2.1.3.	Ton- und Schluffsteine	35
2.1.4.	Vulkanische Gesteine	37
2.2.	Trennfugendurchlässigkeit	39
2.2.1.	Oberflächennahe Auflockerungsscheinungen	39
2.2.2.	Klüftungs-, Bankungs-, Schieferungs- und Abkühlungsfugen	42
2.2.3.	Verkarstung	57
2.2.4.	Lagerungsstörungen durch Salz-, Gips- und Anhydritauslaugung im Untergrund	69
3.	Beziehungen zwischen dem Grundwasserabfluß, den Lagerungsverhältnissen und den hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine	72
3.1.	Beurteilung der Grundwasserneubildung und des Abflußverhaltens verschiedener hydrogeologischer Einheiten	73
3.2.	Ermittlung der Grundwasserfließrichtung und der Einzugsgebiete aus Abflußbeobachtungen bei Niedrigwasser	80
4.	Zusammenfassung und Vorschläge für weitere Untersuchungen	88
	Schriftenverzeichnis	90
	Register	101

1. Einleitung

Zwischen dem Festgestein und dem darin zirkulierenden Grundwasser bestehen vielerlei Beziehungen. Das Grundwasser reagiert auf die Gestalt der Hohlräume und auf die chemischen Eigenschaften des Gesteins entsprechend den hydraulischen und physiko-chemischen Verhältnissen und wirkt selbst auf das Gestein ein, so z. B. im Zusammenhang mit diagenetischen Prozessen in den Gesteinsporen und bei Verwitterungsprozessen, von denen hier nur die Hydratation und die Lösungsvorgänge an Salz- und Karbonatgesteinen erwähnt seien. Im Zusammenhang mit tektonischen Prozessen kann das Grundwasser eine ursächliche Rolle spielen. Durch Auflösung von Gesteinen und Hohlräumbildung kann es zu Einsturzbeben kommen. Die Änderung des Wasserdruckes im Gebirge kann Ursache von Erdbeben sein, wie es EVANS (1966) im Zusammenhang mit der Injektion von Abwässern in einen rd. 4000 m tiefen Brunnen in Denver/Colorado vermutet.

Die Untersuchung der Beziehungen zwischen der Groß- und Kleinstruktur und der Beschaffenheit der Gesteine und dem Verhalten, dem Vorkommen und der Beschaffenheit des Grundwassers ist eine Aufgabe, die den Hydrogeologen mit einigen Nachbardisziplinen in Berührung bringt, unter denen hier die Allgemeine Geologie, die Tektonik, die Sedimentpetrographie, die Geochemie, die Geomorphologie, die Geophysik und die Hydrologie genannt seien.

Die Kenntnis der Grundwasserbewegung in Festgesteinen gewann zunehmend an Bedeutung, seitdem immer mehr und immer tiefere Brunnen in derartige Gesteine niedergebracht wurden und bemerkenswert leistungsfähige Wasserwerke gebaut wurden. Die dabei beobachteten großen Unterschiede in den Brunnenleistungen werfen die Frage nach den Ursachen für diese Unterschiede auf.

Die Untersuchung der Wasserbewegung in lockeren porösen Medien wird in größtem Umfange mit Hilfe hydraulischer Modelle und Berechnungsmethoden durchgeführt, die aufgrund der praktischen Erfordernisse erarbeitet wurden, beginnend mit den grundlegenden Untersuchungen DARCYS im Jahre 1856 und fortgeführt von vielen Forschern, die sich mit der Hydromechanik von Wasser, Erdöl und Erdgas befaßten.

Die Behandlung der Grundwasserbewegung in Festgesteinen ist mit den genannten Methoden nur beschränkt möglich, da in den Festgesteinen das Verhalten des Grundwassers in viel stärkerem Maße als bei den Lockergesteinen durch die tektonischen und petrographischen Verhältnisse beeinflußt wird. Menge, Geschwindigkeit und Beschaffenheit des abfließenden Grundwassers, das nach einer mehr oder weniger lange dauernden unterirdischen Fließbewegung schließlich punktförmig in Quellen oder flächenhaft oberirdisch austritt, werden wesentlich von dem durchflossenen Gestein beeinflußt. Die Untersuchung des Grundwasserverhaltens unter bestimmten geologischen Bedingungen ist eine Aufgabe und ein Beitrag des Hydrogeologen zur Untersuchung des Wasserkreislaufes.

Die folgenden Darlegungen behandeln einige Fragen zur Grundwasserdynamik in einem aus Grundwasserleitern und -sperrern schichtweise aufgebauten geologischen Körper. Sie gehen von Erfahrungen aus, die in Verbreitungsgebieten von Sedimentgesteinen und Vulkaniten in Hessen bei der Mitarbeit an großräumigen wasserwirtschaftlichen Planungen, bei praktischen Aufgaben und im Rahmen der hydrogeologischen Feldkartierung 1 : 25 000 gemacht wurden. Im einzelnen werden die Durchlässigkeit von Festgesteinen und die in diesen auftretenden Abstandsgeschwindigkeiten und Brunnenenergiebzigkeiten erörtert. Durch Messungen des Trockenwetterabflusses, der insgesamt aus dem unterirdischen Vorrat stammt, läßt sich eine Aussage über die Größe des langfristigen Grundwasserabflusses gewinnen. Einschlägige Untersuchungen für größere Einzugsgebiete wurden von FISCHER (1932), NATERMANN (1951), SCHROEDER (1952) und WUNDT (1910, 1919, 1953, 1958) durchgeführt. Zur Untersuchung des Grundwasserabflusses auch kleinerer Gebiete (Blattbereich der Topographischen Karte 1 : 25 000) wurde die hydrogeologische Feldkartierung (NÖRING 1950, 1957, 1958; NÖRING, MATTHESS & THEWS 1967; MATTHESS & THEWS 1959) entwickelt. Beispiele aus Nordhessen und dem Vogelsberg erläutern die Möglichkeiten, auf diesem Wege den mittleren Grundwasserabfluß, die Grundwasserfließrichtung und die Einzugsgebiete zu ermitteln.

Den Direktoren des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung, den Herren Professor Dr. F. MICHELS †, Professor Dr. H. UDLUFT † und Professor Dr. F. NÖRING, wird für die Anregungen und Förderung gedankt. Insbesondere die Herren Professor MICHELS und Professor NÖRING haben durch die Einrichtung der hydrogeologischen Feldkartierung im Jahre 1957 die Impulse gegeben und die materiellen Voraussetzungen geschaffen, die die vorliegenden Untersuchungen ermöglichten.

Dem Direktor des Geologisch-Paläontologischen Institutes der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main, Herrn Professor Dr. H. MURAWSKI, danke ich für das Interesse und für wertvolle Hinweise.

Herrn Professor Dr. G. MÜLLER, Heidelberg, und Herrn Dr. H. KRUMM, Frankfurt/Main, wird für die Angaben zur tonmineralogischen Zusammensetzung der Pelite des Zechsteins und des Buntsandsteins gedankt.

Gedanken und Erfahrungen teile ich mit meinem langjährigen Freund und Kollegen, Herrn Oberregierungsrat Dr. J. D. THEWS, mit dem ich einen Großteil der im folgenden behandelten Methoden erprobte und in vielen kritischen Überlegungen immer wieder in Frage stellte. Schließlich danke ich herzlichst den Herren Regierungsdirektor Dr. H. DENGLER, Regierungsrat z. A. Dr. G. DIEDERICH, Wiss. Oberrat Dr. H.-J. DÜRBAUM, Hannover, Oberregierungsrat Dr. S. MEISL, Regierungsrat Dr. D. RAMBOW, Regierungsrat Dr. K. REUL und Diplom-Geologen H.-J. SCHARPFF, die durch viele Hinweise und durch kritische Diskussion diese Untersuchung bereichert.

Die vorliegende Untersuchung wurde von der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Johann-Wolfgang-Goethe-Universität, Frankfurt am Main, als Habilitationsschrift angenommen.

2. Grundwasserbewegung in Festgesteinen

2.0. Definitionen und Meßmethoden

Zur Beschreibung der hydrogeologischen Eigenschaften von Festgesteinen werden im deutschen und internationalen Schrifttum folgende Begriffe verwendet:

G r u n d w a s s e r : Wasser, das Hohlräume der Erdrinde zusammenhängend ausfüllt und nur der Schwere (hydrostatischer Druck) unterliegt (DIN 4049, T. 1).

H o h l r a u m g e h a l t , P o r e n g e h a l t P : Gesamtinhalt der Hohlräume je Raumeinheit des Bodens; bei kleinen Hohlräumen (Poren) auch Porengehalt genannt (DIN 4049, T. 1).

Im wissenschaftlichen Schrifttum wird für P die Bezeichnung **P o r o s i t ä t** (ϵ) verwandt, die übereinstimmend mit DIN 4049, T. 1 als der Porenraum (V_p) in Teilen des Gesamtvolumens (V_g) definiert ist.

$$\epsilon = \frac{V_p}{V_g}$$

Häufig wird die Porosität auch in % ($\epsilon \cdot 100$) angegeben.

N u t z b a r e r H o h l r a u m g e h a l t P_n: Hohlräumgehalt, der beim Fallen der Grundwasseroberfläche unter Eindringen von Luft frei, beim Steigen unter Entweichen von Luft gefüllt wird (DIN 4049, T. 1).

Der nutzbare Porengehalt (nutzbare oder effektive Porosität, Nutzporosität) berücksichtigt nur den Porenraum aller zusammenhängenden Hohlräume. Er ist bei verfestigten Sedimenten kleiner als die totale Porosität, die alle Hohlräume umfaßt.

D u r c h l ä s s i g k e i t (Permeabilität) K ist eine spezifische Eigenschaft des Gesteins unabhängig von Viskosität und Dichte des fließenden Mediums.

Einheit: 1 Darcy (d) = 1000 Millidarcy (md) $\approx 10^{-8} \text{ cm}^2$.

D i e T r e n n f u g e n d u r c h l ä s s i g k e i t (Wasserwegsamkeit) ist die Durchlässigkeit des Gebirges aufgrund seiner Zerlegung durch mechanisch oder chemisch verursachte Trennfugen, wie Spalten, Klüfte, Schicht-, Schieferungs- und Abkühlungsfugen und Lösungshohlräume (DÜRBAUM, MATTHESS & RAMBOW 1969, S. 259).

D i e G e s t e i n s d u r c h l ä s s i g k e i t ist die Durchlässigkeit (Permeabilität), die durch die Porenräume der nicht von Trennfugen zerlegten Gesteinskörper bedingt ist (HEITFELD 1965, S. 11/12; DÜRBAUM, MATTHESS & RAMBOW 1969, S. 259).

D i e G e b i r g s d u r c h l ä s s i g k e i t setzt sich aus der Gesteinsdurchlässigkeit und der Trennfugendurchlässigkeit zusammen.

D u r c h l ä s s i g k e i t s b e i w e r t d e s B o d e n s k_f: Durchgangsgeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit), geteilt durch das Grundwassergefälle (DIN 4049, T. 1).

Der Durchlässigkeitsteilwert ist eine von Dichte und Viskosität des bewegten Mediums abhängige Größe.

Einheit: cm/s.

Umrechnungsbeziehung: 1 cm/s entspricht $1,03 \cdot 10^3$ d für Wasser von 20° C.

Die Transmissivität T ist für eine homogene Schicht definiert als Produkt aus Durchlässigkeitsteilwert k_f und Mächtigkeit m und für ein geschichtetes Gestein als Summe der Transmissivitäten der Einzelschichten. Dieses Maß T wird der Inhomogenität der Durchlässigkeitsteilwerte in Festgestein eher gerecht als der Durchlässigkeitsteilwert k_f . Die Berücksichtigung der Mächtigkeit macht die Transmissivität für praktische Aufgaben zu einem geeigneten Maß, nicht so sehr für regionale Vergleiche.

Praktische Einheit: m²/s.

Grundwasserleiter: der Teil der Erdrinde, der Grundwasser enthält und geeignet ist, es weiterzuleiten (DIN 4049, T. 1).

Die gleiche Definition gilt auch für den im internationalen Schrifttum verwendeten Begriff Aquifer¹⁾.

Aquiclude¹⁾ sind solche Gesteine, die wohl Wasser aufnehmen, jedoch wenig Wasser durchlassen. Zu diesen Gesteinen gehören hochporöse Gesteine ohne nennenswerte Gesteinsdurchlässigkeit (z. B. Tongesteine).

Aquifuge¹⁾ sind solche Gesteine, die praktisch weder Wasser aufnehmen noch durchlassen. Sie besitzen also eine außerordentlich geringe Porosität und keine nennenswerte Durchlässigkeit. Zu diesen Gesteinen gehören die Plutonite und Metamorphe, auf die im folgenden nicht eingegangen wird (Hinweise siehe DAVIS & DE WIEST 1967, S. 318 — 333).

Aquitarden¹⁾ sind flächenhaft ausgedehnte Aquicluden oder Aquifugen, die pro Flächeneinheit geringe, im ganzen jedoch bei großer flächenhafter Verbreitung für den Wasserkreislauf bedeutungsvolle Wassermengen durchlassen.

Die Abgrenzung zwischen diesen Begriffen ist von den örtlichen Durchlässigkeitsteilwissen abhängig. Eine scharfe Abgrenzung nach Durchlässigkeitsteilwissen ist nicht gegeben.

Bahngeschwindigkeit: wahre Geschwindigkeit eines Wasserteilchens auf seinem krümmungsreichen Weg (DIN 4049, T. 1).

Abstandsgeschwindigkeit: Rechnungswert, bestimmt aus dem Abstand zweier in der Bewegungsrichtung gelegener Punkte, geteilt durch die Zeit; der Wert streut für die einzelnen Grundwasserteilchen (DIN 4049, T. 1).

Durchgangsgeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit): Rechnungswert, bestimmt aus dem Durchfluß in der Zeiteinheit je Einheit der Bruttofläche, die rechtwinklig zur Bewegungsrichtung steht (DIN 4049, T. 1).

¹⁾ Kombiniert aus aqui, abgeleitet von lat. aqua = Wasser, -fer von lat. ferre = tragen, -clude von lat. claudere = einschließen, -fuge von lat. fugere = austreiben (TODD 1960, S. 15) und -tard von lat. tardare = verzögern (DAVIS & DE WIEST 1967, S. 43).

Die Brunnenscharakteristik stellt graphisch Leistung und Absenkung gegenüber. Bei gespanntem Grundwasser zeigt sie eine lineare Beziehung. Bei freiem Grundwasser ist dies nicht der Fall. Sie ergibt mehr oder weniger gekrümmte Kurven, deren Form Rückschlüsse auf die Klüftigkeit und Durchlässigkeit in Festgesteinen erlaubt (vgl. DAVIS & DE WIEST 1967, S. 331 — 332).

Die Brunnencharakteristik ist zudem von den speziellen technischen Daten des jeweiligen Brunnens abhängig, also von der Bohrtiefe innerhalb des wassererfüllten Gebirges, von Bohrdurchmesser, Filtertyp, Filterkieskörnung und den jeweiligen Grundwasserständen. Obwohl diese Daten bei den in verschiedenen hydrogeologischen Einheiten stehenden Brunnen meist nicht übereinstimmen und aus diesem Grunde die Leistungscharakteristiken der einzelnen Brunnen nicht im exakten Sinne vergleichbar sind, lassen sich dennoch brauchbare Hinweise auf die wasserleitenden Eigenschaften aus den Gegenüberstellungen verschiedener Brunnencharakteristiken gewinnen. Hierzu wurden in den Diagrammen (Abb. 11, 15 — 20), einem Vorschlag von THEWS (1967) folgend, die Leistungslinie von $1000 \text{ m}^3/\text{Tag}$ parallel zur Abszisse und das Verhältnis von Leistung zu Absenkung $Q/A = 0,386 \text{ l/sm}$ eingetragen. Ein wirtschaftlicher Brunnen, der 100 m tief im wassererfüllten Teil des Gebirges steht, sollte bei einer Absenkung von 30 m mindestens $1000 \text{ m}^3/\text{Tag}$ erbringen. Die genannten Linien bilden mit der Ordinate ein Dreieck, in dem solche Brunnen liegen, die ein günstiges Leistungs-Absenkungsverhältnis haben, aber beim Pumpversuch nicht stark genug abgesenkt wurden oder wegen zu geringer Tiefe nicht entsprechend abgesenkt werden konnten und so unter der geforderten Leistungsgrenze von $1000 \text{ m}^3/\text{Tag}$ liegen.

Einzugsgebiet (F_E): in der Horizontalprojektion gemessenes Gebiet, dem der Abfluß in einem gewählten Abflußquerschnitt oder eine abflußlose Wasseransammlung entstammt (DIN 4049, T. 1).

Niederschlagsgebiet (F_N): das durch eine oberirdische Wasserscheide begrenzte Einzugsgebiet (DIN 4049, T. 1).

Grundwasserstockwerke: durch schwer- oder undurchlässige Schichten voneinander getrennte Grundwasserleiter übereinander (DIN 4049, T. 1).

Unterirdische Abflußspende (Grundwasserspende): aus dem Grundwasser stammende Abflußspende (DIN 4049, T. 1).

Porosität, Durchlässigkeit, Durchlässigkeitsbeiwert und andere Kennwerte können mittels Laboratoriums- und Feldmethoden bestimmt werden.

Laboratoriumsmethoden

1. Porosität. Für die hydraulischen Betrachtungen ist nur die effektive Porosität von Interesse. Sie kann durch das Tränken mit einer Flüssigkeit (z. B. Quecksilber) oder mit dem Volumenometerverfahren bestimmt werden (DÜRBAUM 1961, S. 938).

2. Durchlässigkeit. Dieses Gesteinsmerkmal wird üblicherweise im Laboratorium mit Luft (VON ENGELHARDT 1960, S. 125 — 128; DÜRBAUM 1961, S. 939 — 941) oder mit Wasser, gelegentlich sogar mit dem originalen Lagerstätten-

wasser (JOHNSON & GREENKORN 1962, S. 47 — 49) als strömendem Medium anhand der folgenden Beziehung ermittelt:

$$K = \frac{Q \cdot \mu \cdot l}{F \cdot \Delta p}$$

K = Durchlässigkeit [cm^2]

Q = die in der Zeiteinheit den Gesteinskern durchströmende Wasser- oder Gasmenge [cm^3/s]

μ = Viskosität des bewegten Mediums [cp] = [0,01 $\frac{\text{dyn} \cdot \text{s}}{\text{cm}^2}$]

l = Länge des Kerns [cm]

F = Querschnitt des Kerns [cm^2]

Δp = Druckdifferenz [dyn/cm^2]

Ein eindeutiger Zusammenhang zwischen Porosität und Durchlässigkeit besteht nicht. Zwar gilt, daß eine große Durchlässigkeit wohl mit einer großen Porosität einhergeht, jedoch lässt eine große Porosität keineswegs immer auf eine große Durchlässigkeit schließen. Stellt man für formationsmäßig und regional begrenzte Gesteine die Werte der Porosität (linear) und Durchlässigkeit (logarithmisch) graphisch gegenüber, so lassen sich Zusammenhänge zwischen beiden Größen erkennen.

Die Durchlässigkeit hängt von der Korngrößenverteilung und der im allgemeinen sehr stark durch diagenetische Vorgänge beeinflußten Gestalt der Porenräume ab. Näherungsweise lässt sich die Durchlässigkeit aus der effektiven Porosität und der Korngrößenverteilung bestimmen.

Die Beziehung zwischen diesen 3 Größen wird durch die Porenweite, die Ausbildung der Poren, ihre Verbindung miteinander, ihre stoffliche Beschaffenheit und bei Sedimentgesteinen durch den diagenetischen Zustand beeinflußt. Ähnlich wurde versucht, die Durchlässigkeit mit Korngröße, Kornform, Formorientierung der Körner, der spezifischen Oberfläche der festen Substanz und anderen Eigenschaften des Gesteins zu korrelieren (vgl. DAVIS & DE WIEST 1967, S. 351; VON ENGELHARDT 1960, S. 80 — 92, MEDER 1966).

Feldmethoden

1. P u m p v e r s u c h e können nach den Formeln für den Gleichgewichtszustand, die auf den Untersuchungen von DUPUIT (1863) und THIEM (1906) beruhen, und nach den Formeln für den Ungleichgewichtszustand nach THEIS (1935), JACOB (1950) und WENZEL (1942) ausgewertet werden. Es ergeben sich daraus die Gebirgsdurchlässigkeit, die Transmissivität, der nutzbare Hohlraumgehalt (vgl. DÜRBAUM 1961, S. 944), der k_f -Wert und die Brunnencharakteristik.

2. Die beim Talsperrenbau üblichen **W a s s e r d r u c k p r ü f u n g e n** mit Hilfe von Einfach- oder Doppelpackern (WD-Test), bei dem in einem abgesperrten Bohrlochabschnitt Wasser unter bestimmtem Druck eingepreßt wird (Fehlerquellen und Verbesserungsmöglichkeiten siehe HEITFELD 1965, S. 27 — 32), liefern quantitative Anhaltspunkte für die Gebirgsdurchlässigkeit. Für einzelne Gebiete läßt sich ein empirischer Zusammenhang zwischen den Ergebnissen der WD-Tests und dem k_f -Wert ermitteln (HEITFELD 1967 a, S. 182).

Aus der Wasseraufnahme beim WD-Test und der **Z e m e n t a u f n a h m e** bei der Injektion sind Hinweise auf die hydrogeologischen Verhältnisse zu gewinnen, insbesondere über Zahl, Reichweite und Öffnung der Klüfte (HEITFELD 1965, S. 112).

3. **B o h r l o c h m e s s u n g e n** liefern Angaben über die petrographische Beschaffenheit, die Porosität und die Durchlässigkeit der erschlossenen Gesteine und die chemische Beschaffenheit des Grundwassers (HALLENBACH 1961). Die Bohrlochmessungen werden zunehmend auch in Deutschland bei Wasserbohrungen verwendet.
4. **M a r k i e r u n g s v e r s u c h e** mit Hilfe fester schwefelbefähiger und löslicher Stoffe liefern Angaben über unterirdische Fließwege und die Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers.

Bei bekannter Grundwasserneubildung kann der **n u t z b a r e H o h l r a u m g e - h a l t** über die Schwankungen des Kluftwasserspiegels im Jahresverlauf abgeschätzt werden, wenn seitliche Wasserzuflüsse auszuschließen sind.

2.1. Gesteinsdurchlässigkeit

Die Festgesteine weisen alle eine mehr oder weniger große Durchlässigkeit auf. Es kann HEITFELD (1965, S. 12) zugestimmt werden, daß es völlig undurchlässige Gesteine praktisch nicht gibt. Selbst dichte Schiefergesteine und Magmatite zeigen Bergfeuchtigkeit, die auf die Fähigkeit hinweist, Wasser abzugeben.

2.1.1. P s e p h i t i s c h - p s a m m i t i s c h e G e s t e i n e

Als wichtigste Gesteine dieser Gruppe sind die Sandsteine, Konglomerate und Grauwacken zu nennen. Sie weisen Porositäten zwischen 0,4 % und 37 % und Durchlässigkeiten zwischen $2,2 \cdot 10^{-6}$ md und 9900 md auf (DAVIS & DE WIEST 1967, S. 348; VON ENGELHARDT 1960, S. 129; HEITFELD 1965, S. 18; SCHOELLER 1962, S. 36). Die hier genannten niedrigen Durchlässigkeiten ($2,2 \cdot 10^{-6}$ bis $2,3 \cdot 10^{-5}$ md) teilt HEITFELD (1965, S. 18) von devonischen und karbonischen Sandsteinen des Sauerlandes mit, in denen offenbar die Gesteinsdurchlässigkeit vernachlässigbar ist (HEITFELD 1967 a, S. 181).

Die Porosität der grobklastischen Sedimentgesteine hängt von der Sortierung, der Korngröße, der Kornform und vom Diagenesegrad ab. Kiese und Sande lagern sich primär in stabilerer Anordnung ab als die feineren Sedimente. Daher ist eine eindeutige Abhängigkeit der Porosität von der Bedeckungsmächtigkeit, wie sie für die fein-

körnigen Sedimente gilt, nicht festzustellen. Bei rd. 1000 m Mächtigkeit der überlagerten Schichten ist nach Beobachtungen der Erdölindustrie eine Abnahme der Porosität aufgrund mechanischer Vorgänge von im Mittel 25 % festzustellen; sie hängt in ihrer Höhe von der Ausgangsoporosität, der Korngröße und der Kornform ab (HEITFELD 1965, S. 14). Dabei handelt es sich bei der Porositätsverminderung gut sortierter mittlerer Sande von ca. 40 % auf 33 — 23 % hauptsächlich um Setzung der einzelnen Körner unter dem Einfluß eines hohen Überlagerungsdruckes (VON ENGELHARDT 1960, S. 16 — 21, MIETENS 1966). Das von SCHOELLER (1962, S. 43) angeführte Beispiel, wo schwach diagenetisch verfestigte Sandsteine aus 1220 m Tiefe höhere Porositäten aufwiesen als Sandsteine gleicher Ausbildung aus geringerer Tiefe, wird auf örtlichen Besonderheiten dieser Sandsteine beruhen.

In den Sandsteinen, die noch höheren Belastungen ausgesetzt waren, sind Lösungerscheinungen an den druckbeanspruchten Berührungsstellen der Körner und Neubildungen von Quarz im Porenraume zu erkennen. Die „Drucklösung“ kann schließlich zu praktisch dichten Sandsteinen führen. Genaue Angaben über die erforderliche Versenktiefe für eine merkliche Drucklösung liegen nicht vor. Mit Sicherheit wurden jedoch Drucklösungserscheinungen in Sandsteinen schon bei Versenkiefen von 1500 m beobachtet (VON ENGELHARDT 1960, S. 27).

In schlecht sortierten Sandsteinen können die Körner gewissermaßen in einem Zement aus feinkörnigem tonigem oder kalkigem Material schwimmen (Stützfülle). Die Porosität derartiger Sandsteine wird dabei in erster Linie von der Menge und der Verteilung des Zementes bestimmt und ist im allgemeinen sehr gering. Das andere Extrem ist der Quarzit, dessen Gefügekörner ineinandergreifen und der dadurch praktisch keine Porosität aufweist. Die übrigen Sandsteine, bei denen die Körner sich gegenseitig berühren, hängen in ihrer Porosität vom Grade der Füllung des Porenraumes durch Mineralneubildungen im Zusammenhang mit der Diagenese ab. Dabei handelt es sich um Tonminerale, Kalkspat, Dolomit, Kieselsäure und Eisenoxidhydrat (SCHOELLER 1962, S. 35; DAVIS & DE WIEST 1967, S. 350 — 351). Die Art des Bindemittels und des Zements hängt dabei vom geochemischen Milieu und von der Tiefe ab.

HEITFELD (1965, S. 14) weist darauf hin, daß auch die Einwirkung tektonischer Kräfte und magmatische Erscheinungen die pT-Bedingungen und damit die Diagenese beeinflussen. Tektonisch beanspruchte Gesteine werden also eine geringere Porosität und Gesteinsdurchlässigkeit aufweisen als tektonisch nicht beanspruchte Sedimente. Die Bindemittel können primär örtlich fehlen oder nachträglich selektiv entfernt werden, insbesondere durch Auslaugung in Nähe der Erdoberfläche.

Als Folge der dichteren Packung und besonders der diagenetischen Prozesse liegen die Durchlässigkeiten der Sandsteine um 1 — 3 Größenordnungen niedriger als die der entsprechenden Lockersedimente.

Bei Gesteinen mit löslichem Bindemittel ist zu erwarten, daß diese, besonders an der Erdoberfläche, wieder entfernt werden können und so eine nachträgliche Durchlässigkeiterhöhung eintritt. HEITFELD (1967 b, S. 140 — 141) erwähnt bei Auslaugung von Sandsteinen mit kalkigem Bindemittel eine Erhöhung der Durchlässigkeit auf etwa das Fünffache. In Sandsteinen mit kieseligem Bindemittel tritt dagegen dieser Effekt

nur in wesentlich geringerem Maße auf. So fand HEITELE (1968, S. 42) an Proben aus oberirdischen Aufschlüssen der Karlstalfelsregion (Mittlerer Buntsandstein des Saarlandes) eine mittlere Durchlässigkeit von 6,4 md gegenüber einem Mittelwert der gleichen Schichten aus der Bohrung Bexbach II von 5,4 md, also einen praktisch übereinstimmenden Wert. Andererseits weisen die von ihm angegebenen ungewöhnlich hohen Durchlässigkeitswerte für die Unteren Karlstalschichten (30 d) und die Trifelsschichten (40 d) auf eine erhebliche Erhöhung der Durchlässigkeit durch Verwitterungsprozesse hin, womit die Übertragbarkeit von Meßergebnissen an oberflächennah gewonnenen Proben auf die Verhältnisse im tieferen Untergrund erheblich in Frage gestellt ist.

Allgemein variieren Durchlässigkeit und Porosität in horizontaler und vertikaler Richtung. Daher streuen die an Einzelproben eines Gesteins gemessenen Werte erheblich. Allgemein ist zu erwarten, daß die Durchlässigkeit senkrecht zur Schichtung, wenn auch von Fall zu Fall in unterschiedlichem Ausmaße, kleiner ist als parallel zur Schichtung. Ursachen hierfür sind entweder eine Feinschichtung verschieden durchlässiger Lagen oder orientiert eingelagerte anisotrop gestaltete Mineralkörper, z. B. Glimmerlagen (VON ENGELHARDT 1960, S. 125 — 132).

In Sedimentgesteinskomplexen, die praktisch keiner tektonischen Beanspruchung ausgeliefert waren und daher keine offenen Klüfte oder Bankungsfugen aufweisen oder wo diese Trennfugen nachträglich durch Mineralausscheidungen wieder verschlossen wurden, ist die Grundwasserbewegung ausschließlich auf die Porenräume beschränkt. Die allgemeine Erfahrung lehrt, daß die Ausdehnung derartiger Trennfugen-freier Schollen nur gering ist. Das einzige untersuchte Beispiel einer nur auf der Porosität beruhenden Wasserbewegung ist auf ein recht kleines Areal von rd. 3,2 ha im zentralen Oklahoma/USA beschränkt (JOHNSON & GREENKORN 1960, 1962, 1963). Hier wurde mit ungewöhnlich großem technischem und finanziellem Aufwand (66 Kernbohrungen, 39 davon innerhalb eines Quadrates von ca. 45 m Seitenlänge, Messung der Durchlässigkeit an 2000 orientiert entnommenen Probezylindern, mineralogische Untersuchung von Dünnschliffen und Anschnitten, Varianzanalyse von ca. 29 Gesteinsmerkmalen, Pumpversuch) ein 1,7 — 5,5 m mächtiger, salzwasserführender Grundwasserleiter in einer oberkarbonischen Sedimentfolge untersucht. Der Grundwasserleiter besteht aus einem massigen, ausgezeichnet sortierten, fein- bis mittelkörnigen, matrixarmen Quarzsandstein mit Quarz als Bindemittel (mittlere Durchlässigkeit nahe 600 md), in den sehr feinkörnige, matrixreichere Sandsteine (mittlere Durchlässigkeit ca. 150 md) und verhältnismäßig undurchlässige Schluffsteine eingeschaltet sind. Verwerfungen und Klüftung fehlen anscheinend in diesem Gestein, das in 72 — 76 m Tiefe liegt, im unmittelbaren Untersuchungsgebiet völlig.

An den Gesteinsproben wurden horizontale Durchlässigkeiten zwischen 100 und 867 md gemessen. Das arithmetische Mittel der Labormessungen stimmt gut mit der Gebirgsdurchlässigkeit von 405 md überein, die bei einem 25stündigen Pumpversuch ermittelt wurde. Diese Übereinstimmung von Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit kann mit JOHNSON & GREENKORN (1962, S. 48 — 50) wegen der Genauigkeit der Labormessungen und der exakten Auswertung des Pumpversuches als gesichert angesehen werden.

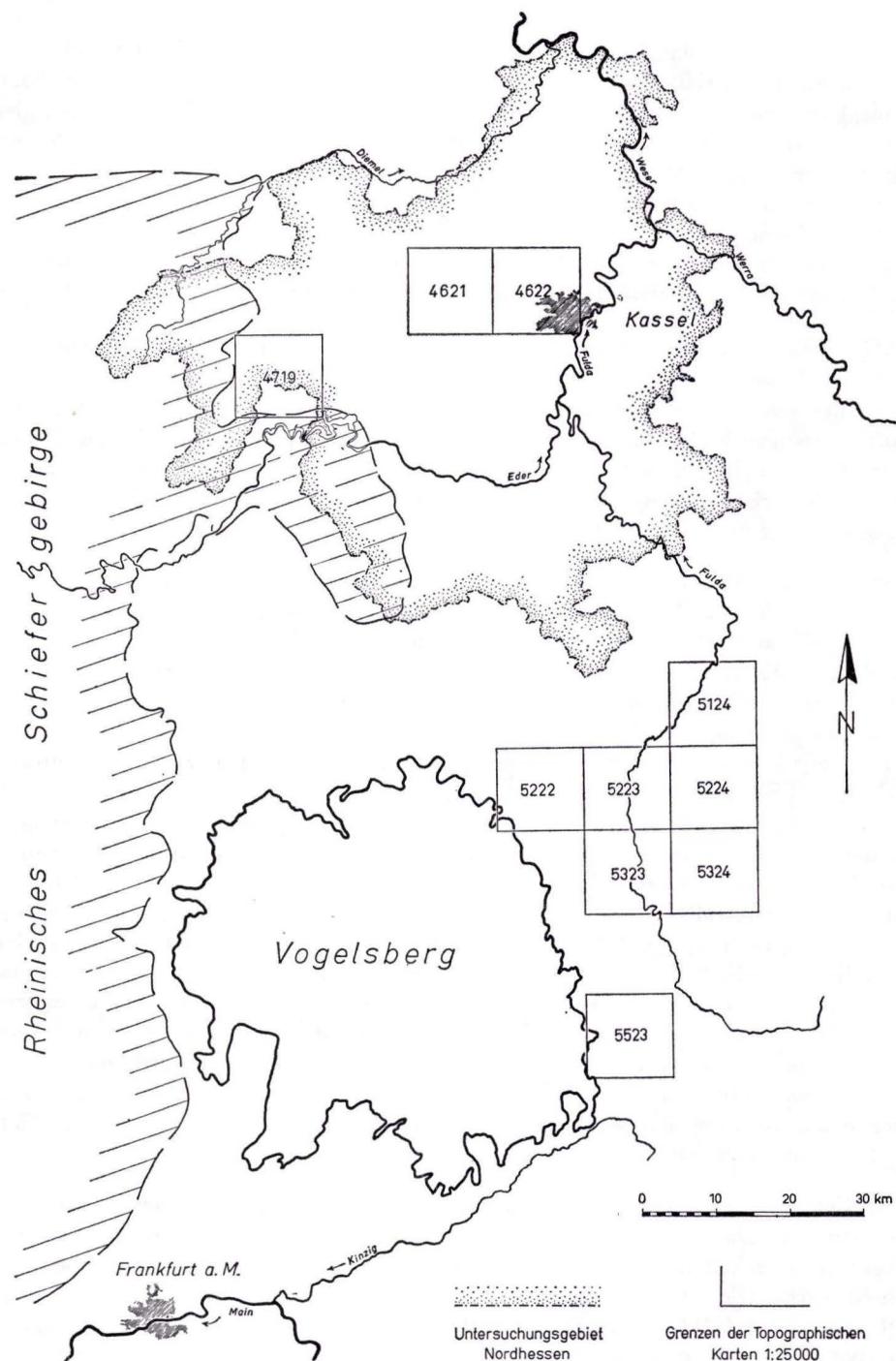


Abb. 1. Lage der Untersuchungsgebiete.

Verhältnisse, wie sie in der sehr kleinen Versuchsfläche ermittelt wurden, dürften jedoch kaum in größeren Gebieten, insbesondere in so intensiv von Bruchtektonik betroffenen Gebieten, wie den Buntsandsteinflächen Hessens herrschen.

Der **B u n t s a n d s t e i n**, soweit er vorwiegend aus psammitischen und psephitischen Festgesteinen aufgebaut ist, bildet den wichtigsten, verbreitetsten Festgesteinagrundwasserleiter in Hessen²⁾. Die folgenden Ausführungen beschränken sich auf die Verbreitungsgebiete des Buntsandsteins nördlich des Maines (Spessart, Hessisches Bergland) (Abb. 1).

Der Untere Buntsandstein beginnt mit der Tonstein-Schluffstein-Folge des Bröckelschiefers, die im Spessart 40 — 70 m, im osthessischen Bergland nördlich des Spessarts meist 50 m mächtig ist und örtlich bis auf 30 m abnimmt. Wenige cm mächtige Sandsteinbänkchen sind von unten nach oben zunehmend häufig eingeschaltet (DIEDERICH & LAEMMLEN 1964, S. 12/13; DIEDERICH 1966 b). Am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Waldeck) wird der Bröckelschiefer durch die schlecht sortierten, 2 — 35 m mächtigen Grenzsande (Ton-, Schluff- und Feinsandgemische) vertreten (KULICK 1961).

Die Gelnhausen- (Sandstein-) Folge und die Salmünster- (Wechsel-) Folge des Unteren Buntsandsteins bestehen aus feinkörnigen Sandsteinen, in die meist geringmächtige Zwischenlagen von Schluff- und Tonsteinen eingeschaltet sind. Beide Folgen sind zusammen im Spessart bis 205 m mächtig und schwellen nach Norden unter gleichzeitigem allmählichem Übergang einzelner Schichtteile in eine mehr tonige Fazies bis auf allgemein 330 m an (örtlich bis auf 260 m abnehmend) (DIEDERICH & LAEMMLEN 1964, S. 13 — 15; DIEDERICH 1966 b, S. 882; 1966 a). Am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges entsprechen diesen Schichten die zeitlich und petrographisch weitgehend äquivalenten, jedoch im einzelnen etwas abweichend gegliederten Waldeck- und Korbach-Folgen. Ihre Gesamt- mächtigkeit beträgt 190 — 250 m (KULICK 1961).

Der Mittlere Buntsandstein und die Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins bestehen überwiegend aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, untergeordnet aus Ton- und Schluffsteinen. Die größte Mächtigkeit wird in Nordhessen in einer SSW-NNE-streichenden Beckenachse, die vom Reinhardswald über Kassel verläuft, erreicht. Die in Bohrung Kassel-Wilhelmshöhe I nachgewiesene Mächtigkeit von 666 m (BACKHAUS, LOHMAN & REGENHARDT 1958, S. 200; RÖSING 1958, S. 197/198) wird möglicherweise im Reinhardswald noch etwas übertroffen (bis ca. 680 m). An den Beckenrändern sind die Folgen überwiegend sandig (mittelflorig) ausgebildet; in Richtung auf das Becken- tiefste hin schalten sich mehr tonig-schluffige Lagen ein, und die sandigen Teile werden wesentlich feinkörniger. Von den Faziesänderungen und Mächtigkeitsschwankungen werden insbesondere die drei oberen Folgen (Solling-, Hardegsen- und Detfurth-Folge), weniger die Volpriehausen-Folge

²⁾ Das tiefste Grundwasserstockwerk im Hessischen Bergland nördlich des Mains bildet das in der variscischen Gebirgsbildung intensiv gefaltete und verschuppte **G r u n d g e b i r g e**. Eine men- genmäßig bedeutende Wasserbewegung ist in diesen Gesteinen wegen der aus dem Rheinischen Schiefergebirge bekannten im allgemeinen geringen Wasserwegsamkeit nicht zu erwarten. Hin- sichtlich der für die Bewegung von hochmineralisierten Wässern gegebenen Fließbahnen (vgl. S. 44) sind noch eingehende Untersuchungen erforderlich. Die klastischen Sedimente (Konglo- merate, Fanglomerate, Sandsteine und Tonsteine) des **U n t e r k a r b o n s** und des **R o t l i e- g e n d e n**, die in der nördlichen Fortsetzung der Saar-Senke zwischen Rheinischem Schiefer- gebirge und Hunsrück-Oberharz-Schwelle im Nordwesten und Spessart-Schwelle im Südosten er- hebliche Mächtigkeit erreichen (in der Trogachse Rotliegend- einschließlich Weißliegend-Sedi- mente über 800 m) (NÖRING 1951, Taf. 2; TRUSHEIM 1964, S. 15 — 31, Beil. 1 u. 2), spielen nur südlich des Vogelsberges in der Wetterau und im unteren Kinziggebiet als Grundwasserleiter eine Rolle. Hier sind eine vorherrschend aus groben Sedimenten, Fanglomeraten und Konglomera- ten aufgebaute schwelennahe Fazies südlich der Kinzig und eine durch Tonsteine und Sandsteine gekennzeichnete Fazies nördlich der Kinzig zu unterscheiden (BÜCKING 1892, S. 122 — 128; NÖRING 1961 a, E 3; MURAWSKI 1963, S. 219 — 221; 1967, S. 74 — 79).

betroffen. Südlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle erreichen diese Schichten bei sonst grundsätzlich ähnlicher Ausbildung im Bereich der Blätter 5124 Bad Hersfeld, 5222 Grebenau, 5223 Queck, 5224 Eiterfeld, 5323 Schlitz und 5324 Hünfeld (LAEMMLEN 1963, 1967 a, 1968; MOTZKA & LAEMMLEN 1967; KUPFAHL 1965; MOTZKA 1968) Mächtigkeiten zwischen 220 und 260 m; im Kinziggebiet jedoch beträgt die Mächtigkeit dieser Schichten nur mehr ca. 200 m.

Die Rötschichten des Oberen Buntsandsteins bestehen aus Ton- und Schluffsteinen mit eingeschalteten Sandsteinen, Quarziten, Kalk- und Mergelsteinen. Besonders in ihrem unteren Teil enthalten sie in Nordhessen reichlich Gips, der teilweise subrodiert ist. In den übrigen Gebieten treten lediglich Gipsresiduen und Steinsalz-pseudomorphosen auf. Die ursprüngliche Mächtigkeit lässt sich daher nicht mehr ermitteln. Die derzeitige max. Mächtigkeit dürfte bei 250 m liegen. Sie nimmt nach W hin rasch ab (Westteil des Blattes 4621 Wolfhagen ca. 150 m) (RÖSING 1958, 1966). Die allgemeine Tendenz der Mächtigkeitsabnahme nach S trifft auch für die Rötschichten zu, ist aber von Mittelhessen an nach Süden weniger ausgeprägt, denn die im Bereich der Blätter 5124 Bad Hersfeld, 5222 Grebenau, 5223 Queck, 5224 Eiterfeld und 5324 Hünfeld zwischen 80 und 90 m mächtigen Schichten (LAEMMLEN 1963, 1967 a, 1967 b, 1968; MOTZKA & LAEMMLEN 1967; MOTZKA 1968) erreichen auch im Kinziggebiet noch ca. 90 m Mächtigkeit.

Die folgenden Angaben zu den diagenetischen Verhältnissen im hessischen Buntsandstein wurden nach den Erläuterungen der Blätter 4621 Wolfhagen (RÖSING & MEISL 1966), 4719 Korbach (KULICK 1968, MEISL 1968 b), 5124 Bad Hersfeld (MEISL & HEIM 1967), 5222 Grebenau (MEISL 1968 a), 5223 Queck (VILLWOCK 1963, LAEMMLEN 1963), 5224 Eiterfeld (MOTZKA & MEISL 1967) und 5323 Schlitz (MEISL 1965) zusammengestellt³⁾. Dem randnah gelegenen Blatte Korbach stehen dabei die zentral im Buntsandsteinbecken gelegenen Blätter gegenüber.

In den Grenzschichten des Unteren Buntsandsteins (Waldeck) treten in den Konglomeraten, Sandsteinen und Tonsteinen als meist inhomogen verteiltes Bindemittel Kaolinit-Limonit oder Dolomit-Kaolinit-Brauneisen auf. Authigener Kaolinit bildet in den Porenräumen nicht selten wurmförmige oder knäuelige Aggregate. Seltener ist karbonatisches Bindemittel, wobei Dolomit gelegentlich größere Einzelkristalle bildet.

Im zentralen Teil weisen die feinkörnigen, meist gut sortierten Sandsteine des Unteren Buntsandsteins überwiegend toniges bzw. tonig-eisenhydroxidisches Bindemittel auf. Daneben kommen untergeordnet, meist partienweise, authigene Anwachshüllen von Quarz und Orthoklas als Bindemittel vor. Das tonig-hydroxidische Bindemittel ist überwiegend als Stützfülle ausgebildet und enthält feinkristalline Quarzaggregate, Detritus aus Quarz und Glimmer sowie Kaolinitaggregate.

In den meist feinkörnigen und gut sortierten Sandsteinen des Unteren Buntsandsteins des Bl. Korbach tritt als Bindemittel in allgemeiner Verbreitung Eisenhydroxid in Form von Hüllen und Filmen auf. In den Porenräumen findet sich im Korbach-Sandstein außerdem Dolomit und Kaolinit (Knäuel und wurmförmige Aggregate). Karbonatgehalt tritt auch in den Korbach-Flaserschichten in Bohrkernen auf. Hier handelt es sich um Calcit, der als Bindemittel (örtlich bis 15 Vol.-%, lagenweise fehlend) fleckig im Gestein verteilt ist; daneben besteht das Bindemittel aus feinkörnigem, von Brauneisen durchtränktem Detritus von Quarz und Serizit. Auch im Waldeck-Plattensandstein wird

³⁾ Inzwischen liegt auch die Untersuchung „Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese - Metamorphose“ (MEISL, im Druck) vor, die die diagenetischen Verhältnisse im hessischen Buntsandstein zusammenfassend behandelt.

in Bohrkernen Karbonatgehalt (bis 8 %) beobachtet. Als Bindemittel treten in diesen Schichten neben Calcit und Dolomit authigene Quarzanwachshüllen, Quarz-Serizit-Zerreiselsel und manchmal Brauneisen auf. Quarz- und Orthoklashüllen verbinden schließlich auch die Sandsteine in den höheren Waldeck-Schichten. Die gegenüber dem Beckeninneren auffallenden Karbonatgehalte führen bei ihrer Auflösung in Oberflächennähe zu der besonderen Ausbildung der „Porensandsteine“.

Die grob-, mittel- und feinkörnigen Sandsteine des Mittleren Buntsandsteins und der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins weisen je nach den vorherrschenden Korngrößen leicht abweichende Beschaffenheit auf.

In den grobkörnigen Sandsteinen des mittleren Buntsandsteins besteht das Bindemittel vorwiegend aus authigenem Quarz — zurücktretend auch aus authigenen Orthoklashüllen — und Eisenoxidhydrat. Die Kornbindung wird durch verzahnte Verwachsung der Anwachszonen erreicht. Die Verkittung durch authigene Quarz- oder Orthoklashüllen ist unvollständig; es bleiben Restporen übrig, auch kann ein Teil der Poren primär mit einem feinkörnigen Quarz-, Glimmer- (Serizit-)Detritus oder mit Brauneisen gefüllt gewesen sein.

Ähnlich sind die Verhältnisse in den mittelkörnigen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins. Authigene Quarzhüllen und Eisenoxidhydrate bilden das am meisten verbreitete Bindemittel. Gelegentlich wurde Karbonat und fleckenweise auch Baryt als Zement beobachtet (Basis Rhön-Folge, MEISL & HEIM 1967, S. 132 — 133).

In den feinkörnigen Sandsteinen treten ebenfalls authigene Anwachshüllen von Quarz, untergeordnet von Orthoklas, und Brauneisen als Bindemittel auf. Als Matrix werden Serizit, feinkörniger Quarz und Feldspatzerreiselsel beobachtet. Gelegentlich findet sich auch Kaolinit als Zement. Rostige Flecken, wie sie auch im Mittleren Buntsandstein vorkommen, sind auf selektive Zementierung durch ferrocalcitisches Karbonat zurückzuführen, das nachträglich herausgelöst wurde.

Im Bereich des Bl. 4719 Korbach sind in den dort vertretenen, zum Mittleren Buntsandstein gehörenden Volpriehausen- und Detfurth-Folgen keine wesentlichen Unterschiede im Diagenesegrad mehr gegenüber dem Beckeninneren feststellbar. Ein Karbonatgehalt konnte hier nicht festgestellt werden.

Die Solling-Folge, die vorwiegend mittel- und grobkörnige, meist mäßig bis schlecht sortierte Sandsteine enthält, weist ebenfalls als Bindemittel Anwachshüllen von authigenem Quarz, untergeordnet von Feldspat, auf. Die Porenräume sind mehr oder weniger vollständig mit Quarz-Serizit-Detritus, Serizit, Serizit-Kaolinit-Aggregaten — z. T. mit Limonit — (in einem Falle mit wurmförmiger Tonmineralbildung) und eckigem Quarzdetritus gefüllt.

Die in der Solling-Folge ebenfalls auftretenden braunschwarzen Flecken bzw. Hohlräume sind auch hier auf das Herauslösen fleckig verteilten Bindemittels karbonatischer (ferrocalcitischer) Zusammensetzung zurückzuführen. Erhaltenes calcitisches Bindemittel, ca. 15 Vol.-%, wurde nur in einem Falle auf Bl. 5224 Eiterfeld und vielfach, wenn auch oberflächennah meist herausgewittert, auf Bl. 4621 Wolfhagen beobachtet. In den Karlshafener Schichten des Bl. 4621 Wolfhagen tritt auch gelegentlich Baryt als Bindemittel auf.

Das Ausmaß der Quarzauthigenesis reicht von sehr dünnen, nur einen geringen Teil der Gefügekörner betreffenden bis zu recht dicken, alle Gefügekörner umfassenden Quarzhüllen. Kalifeldspatauthigenesis tritt stark zurück und kann vollkommen fehlen. Sie erlangt in den feinkörnigen Varietäten der mittelkörnigen Sandsteine etwas größere Bedeutung.

Neben der Verkittung der Gefügekörner mit authigenen Quarzhüllen kommt der Zusammenhalt der Sandsteine noch durch eine beginnende Verzahnung der Gefügekörner infolge Drucklösung zustande. Dies ist besonders in solchen Lagen der Solling-Folge zu beobachten, in denen die Bildung authigener Quarzhüllen zurücktritt oder fehlt.

Die Schluffsteine des Röt besitzen einen hohen Matrixanteil aus tonig-serizitischer Substanz (Glimmerdetritus, Quarzstaub, zersetzte Feldspäte, Tonsteinfragmente), gefärbt durch Eisenhydroxid oder Gemenge aus feinschuppigen Tonmineralaggregaten mit Dolomit. Teilweise tritt auch fleckig verteilter Calcit und örtlich (Bl. 4621 Wolfhagen u. 4622 Kassel-West) auch Coelestin als Zement auf. Bindung durch authigene Quarzhüllen kommt in den feinkörnigen Sand- und Schluffsteinen ebenfalls vor.

Das geschilderte Vorherrschen von Quarzzement wird auch von FÜCHTBAUER (1967, S. 365) vom hessischen Buntsandstein (Anteil des Quarzzementes von 10 — 14,9 % und Anteil an Orthoklaszement bis 0,9 %) erwähnt, der das Auftreten von Orthoklas-Bindemittel als typisch für fluviatile Ablagerungen bezeichnet.

Porositätsangaben über den nordhessischen Buntsandstein sind nur von Bl. Schlitz veröffentlicht, wo MEISL (1965, S. 114) einige Werte anhand von Dünnschliffen abschätzt (Tab. 1).

Tab. 1. Porosität von Sandsteinen des Buntsandsteins von Bl. 5323 Schlitz

Solling-Sandstein	2,3 — 6	Vol.-%
Spessart-Wechselfolge	4,7 — 7,5	Vol.-%
Spessart-Sandstein	2,7	Vol.-%
Rhön-Sandstein	5,2	Vol.-%
Avicula-Schichten	2,3 — 3,2	Vol.-%
Eichsfeld-Wechselfolge	4,6	Vol.-%
Eichsfeld-Sandstein	3,8	Vol.-%
su-Sandstein-Folge	6,1 — 15,4	Vol.-%

An 4 Kernbohrungen, deren Lage und stratigraphische Stellung der erschlossenen Schichten aus Tab. 2 und Abb. 2 hervorgeht, wurden erste Untersuchungen der Ge steins- und Gebirgsdurchlässigkeit in den grundwasserführenden, oberflächennahen Sandsteinen des Buntsandsteins in Nordhessen ausgeführt (DÜRBAUM, MATTHESS & RAMBOW 1969).

Tab. 2. Lage und Geologie der untersuchten Bohrungen

Name der Bohrung	Lage Top. Karte 1 : 25 000	Geologisches Profil		veröffentlicht in
Elgershausen 1	4722 Kassel- Niederzwehren R 35 26 28 H 56 83 08	— 94,40 m — 206,00 m — 290,00 m	Tertiär Röt Solling-Folge	RAMBOW 1967 b
Beberbeck	4422 Trendelburg R 35 34 08 H 57 12 13	— 15,00 m — 37,80 m — 268,00 m — 275,00 m	Tertiär Solling-Folge Hardenberg- Folge Detfurth-Folge	RAMBOW 1967 a
Haarhausen VI	4921 Borken R 35 17 40 H 56 54 74	— 55,90 m — 224,50 m — 231,50 m	Solling-Folge Hardenberg- Folge Detfurth-Folge	RAMBOW 1967 a
Altenstädt	4721 Naumburg R 35 12 06 H 56 82 68	— 114,55 m — 201,45 m — 208,70 m	Hardenberg- Folge Detfurth-Folge Volpriehausen-Folge	HORN 1967

Entsprechend der sehr differenzierten petrofaziellen Verhältnisse des Buntsandsteins folgen in jedem Profil eine Vielzahl von Gesteinsvarietäten aufeinander. Nicht nur Ton-, Schluff- und Sandsteine mit praktisch allen Übergängen und Mischungsverhältnissen wechseln miteinander ab, sondern auch die Sandsteine selbst unterliegen in horizontaler und vertikaler Richtung ständigem Wechsel, so daß sich auch im kleinsten Bereich der petrographische Aufbau und damit die Permeabilität wesentlich ändern. Z. B. fanden JOHNSON & GREENKORN (1962) abweichende Durchlässigkeitswerte in Bohrungen, die nur 3 — 10 m auseinanderlagen. Aus diesen Gründen wäre es nur mit einem sehr dichten (bis unter 10 cm liegenden) Probenabstand möglich, ein genaues Bild von der Verteilung der Permeabilitäten in einem Buntsandsteinprofil zu erlangen. Da bei einem solchen Verfahren die Zahl der Proben und der damit verbundene Aufwand zu groß würden, wurden für diese Untersuchungen Proben ausgewählt, die jeweils bei makroskopischer Betrachtung charakteristisch erschienen. Die durchschnittlichen Probenabstände betragen bei der Bohrung Elgershausen 1 etwa 2 m, bei der Bohrung Haarhausen VI etwa 3 m, bei der Bohrung Altenstädt etwa 4 m und bei der Bohrung Beberbeck etwa 5 m. Die Probenahme wurde zunächst auf Sandsteine beschränkt; Ton- und Schluffsteine blieben unberücksichtigt, da in ihnen die Gesteinsdurchlässigkeit vernachlässigbar klein ist.

Die im Laboratorium an Gesteinsproben ermittelten Durchlässigkeitswerte zeigen Abhängigkeiten von den stratigraphischen Einheiten und der Lage der Bohrungen innerhalb des nordhessischen Buntsandsteinbeckens (Tab. 3).

Die deutlichen Unterschiede in der Durchlässigkeit der Gesteine der Solling-Folge in den Bohrungen Beberbeck (im Mittel 0,7 md) und Elgershausen 1 (im Mittel 45 md) gegenüber der Bohrung Haarhausen VI (im Mittel 960 md) legen es nahe, eine wenig durchlässige Ausbildung der Solling-Sandsteine im Inneren des Buntsandsteinbeckens von einer durchlässigeren Fazies an dessen Rand zu unterscheiden.

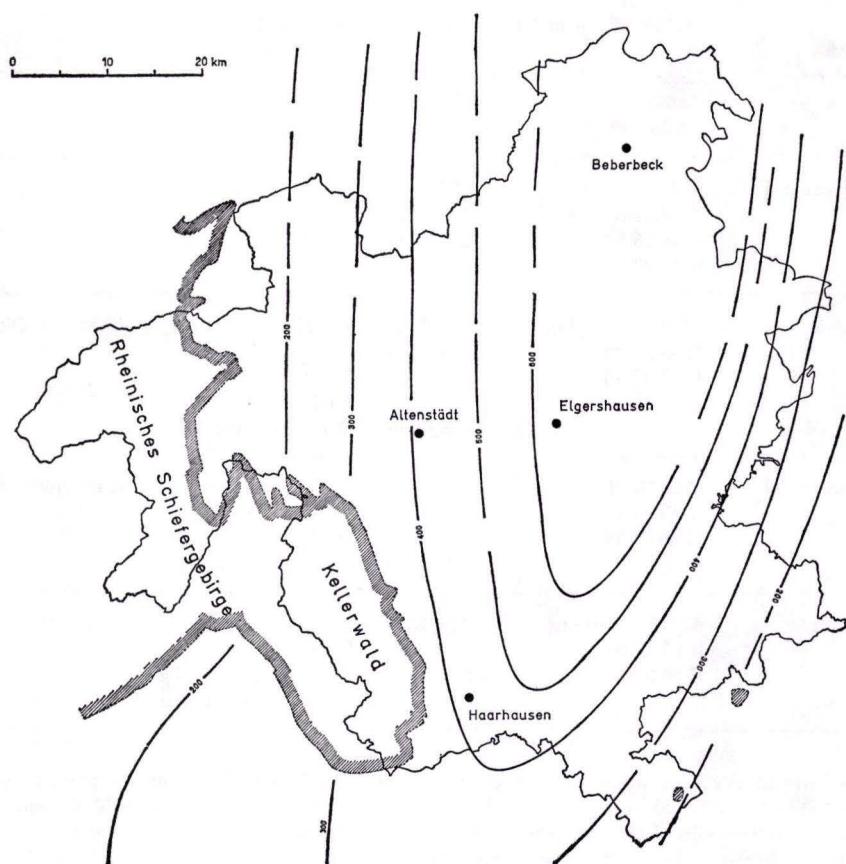


Abb. 2. Lage der untersuchten Bohrungen innerhalb des nordhessischen Buntsandsteinbeckens, Isopachen des Mittleren Buntsandsteins und der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins.

Die regionalen petrofaziellen Unterschiede der Durchlässigkeit sind in den im Beckeninneren und in den randnah gelegenen Bohrungen in der Solling-Folge noch wenig belegt. Hingegen wird innerhalb der Hardesien-Folge die regionale Verteilung der Durchlässigkeiten wegen des hier vorliegenden größeren Untersuchungsmaterials deutlich. In der Randfazies liegen gröberkörnige, gut sortierte Sandsteine mit unvollständiger Porenfüllung (Taf. 1 Fig. 1) vor, während in der Beckenfazies Sandsteine mit geringerer Korngröße, höherem Ton-Schluff-Anteil und intensiver Diagenese kennzeichnend sind (Taf. 1 Fig. 2 — 4). In der im „Becken“ gelegenen Bohrung Beberbeck liegen die Meßwerte mit einer Ausnahme alle unter 10 md, eine große Anzahl sogar unter 0,1 md. Demgegenüber weisen die randnah gelegenen Bohrungen Haarhausen VI (Mittel 407 md) und Altenstadt (Mittel 188 md) wesentlich höhere Durchlässigkeiten auf. Auch die vertikale Verteilung der Durchlässigkeiten lässt Zusammenhänge zur Lage der Bohrungen im Buntsandsteinbecken erkennen.

Tab. 3. Petrofazielle und stratigraphische Verteilung der Gesteinsdurchlässigkeit

Beckeninneres Beckenrand

Beberbeck					Elgershausen I					Altenstadt					Haarhausen VI				
Zahl der Proben- paare	min md	max md	Mittel md	Zahl der Proben- paare	min md	max md	Mittel md	Zahl der Proben- paare	min md	max md	Mittel md	Zahl der Proben- paare	min md	max md	Mittel md				
Solling- Folge	6	0,1	2	0,7	37	0	240	45	—	—	—	12	0	5400	960				
Hardegsen- Folge	45	0	8,7	0,5	—	—	—	22	5	1050	188	60	0	7120	407				
Detfurth- Folge	—	—	—	—	—	—	—	7	30	2860	920	—	—	—	—	—	—	—	

In der im Beckeninneren gelegenen Bohrung Elgershausen 1 kommt die petrofazielle Vertikalgliederung der Solling-Folge in den Meßwerten nicht zum Ausdruck (Abb. 3), obwohl die makroskopisch sehr bindemittelarm und porös wirkenden weißen Sandsteine der Wilhelmshausen-Schichten einen deutlichen Gegensatz zu den Karlshafen-Schichten erwarten lassen. Das gleiche gilt für die Hardegsen-Folge der im Beckeninneren gelegenen Bohrung Beberbeck (Abb. 4). Differenzierter ist die Verteilung der Durchlässigkeit in der randnäheren Bohrung Altenstädt (Abb. 6), wo in dem etwa 14 m mächtigen Basis-Sandstein im untersten Teil der Hardegsen-Folge hohe Werte (780 und 1050 mdarcy) auftreten. In der randnah gelegenen Bohrung Haarhausen VI läßt sich die Gliederung der Hardegsen-Folge in einzelne Abfolgen gut aus den Meßwerten ablesen (Abb. 5). Die Basissandsteine der Einzelabfolgen zeigen jeweils höhere Durchlässigkeiten als die Sandsteine im höheren Teil einer Einzelabfolge. Bei der unter der Solling-Folge gelegenen Übergangsfolge (H/S), die sich durch das Fehlen der Gerölle und durch die allgemein geringere Korngröße von der Solling-Folge unterscheidet (RAMBOW 1967 a), zeigen sich diese petrofaziellen Unterschiede auch in den Meßwerten der Durchlässigkeit.

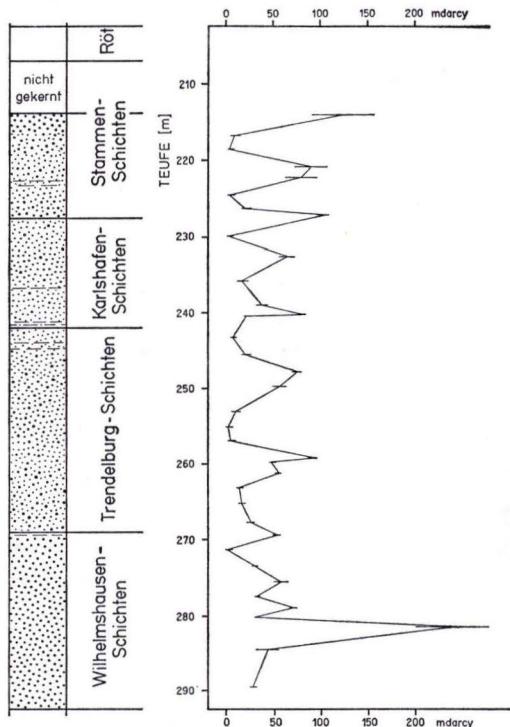


Abb. 3. Durchlässigkeit und petrographische Ausbildung der Solling-Folge in Bg. Elgershausen 1.

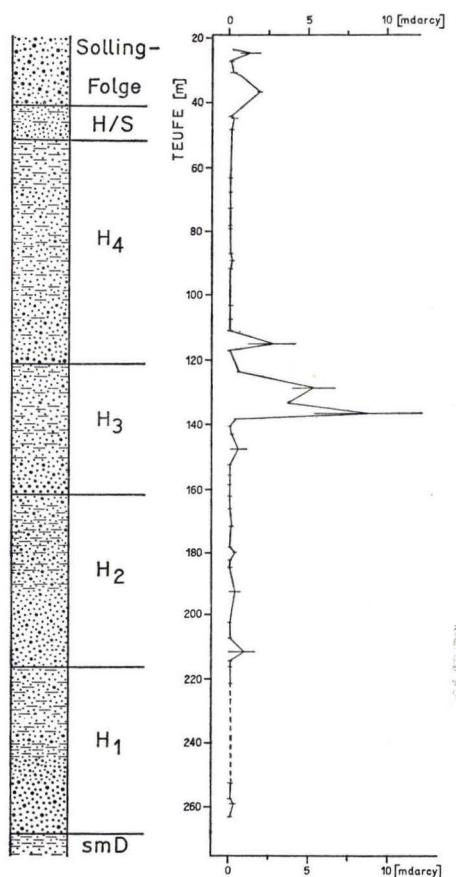


Abb. 4. Durchlässigkeit und petrographische Ausbildung der Solling- und Hardegsen-Folge in Bg. Beberbeck.

Für die Detfurth-Folge liegen bisher nur Durchlässigkeitsmessungen aus der Bohrung Altenstädt aus dem Bereich des Detfurth-Sandsteins vor (Abb. 6). Die gemessenen Durchlässigkeiten (Mittel 920 md) sind bemerkenswert. Eine Schwierigkeit für weitere Untersuchungen dieser Gesteinsserie besteht bei der Probenahme, da innerhalb dieses Sandsteins — wie auch beim Volpriehausen-Sandstein — häufig sehr bindemittelarme, stark absandende Partien vorkommen, die sicherlich für Durchlässigkeitsuntersuchungen von besonderem Interesse wären. Diese petrographische Beschaffenheit führt jedoch meist zu erheblichen Kernverlusten.

Die geschilderten Zusammenhänge zwischen den einzelnen petrofaziellen Bereichen und den stratigraphischen Einheiten einerseits und den Durchlässigkeitsverhältnissen andererseits erscheinen trotz der insgesamt noch geringen Probenzahl und geringen Zahl untersuchter Kernbohrungen in den Grundzügen bereits erwiesen.

Die beobachteten Durchlässigkeitswerte beruhen auf den primären Sedimentationsbedingungen (Lagerungsdichte, Sortierung, Gefüge) und den Eigenschaften des abgelagerten Materials (Korngröße, Kornform), aber auch auf der Wirkung der diagenetischen Vorgänge, die im Porenraum nach der Ablagerung stattfanden und noch heute stattfinden. Je nach der Durchlässigkeit werden die Gesteine in Abhängigkeit vom herrschenden Gefälle im Laufe der Zeit von mehr oder weniger großen Wassermengen durchströmt.

Diese Porenwasserbewegung, die in ihrer Größe mit wachsender Tiefe abnimmt, spielt eine wesentliche Rolle bei der Diagenese durch Einbringen neuer Stoffe in den Porenraum und durch Abtransport anderer Stoffe. Die Porenlösung strebt immer ein chemisches Gleichgewicht zu dem festen Medium an. Hierdurch werden die Beschaffenheit des Grundwassers durch das Gestein und andererseits das Gestein durch die Beschaffenheit des Grundwassers verändert.

Die diagenetische Abfolge beginnt mit der Ausscheidung von Calcit im Porenraum psammitischer Gesteine. Darauf folgt die Bildung von Gips bzw. Anhydrit. Diese Entwicklung entspricht einer Versenkung in immer größere Tiefe, die mit der Passage

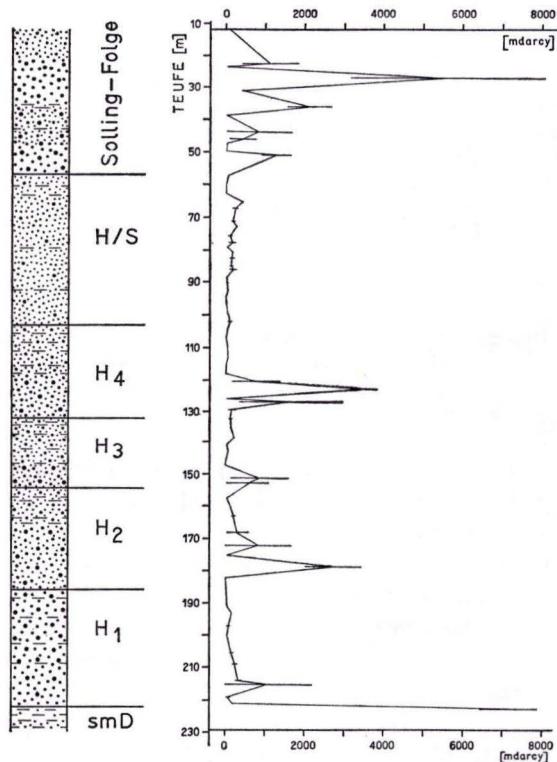


Abb. 5. Durchlässigkeit und petrographische Ausbildung der Solling- und Hardegsen-Folge in Bg. Haarhausen VI.

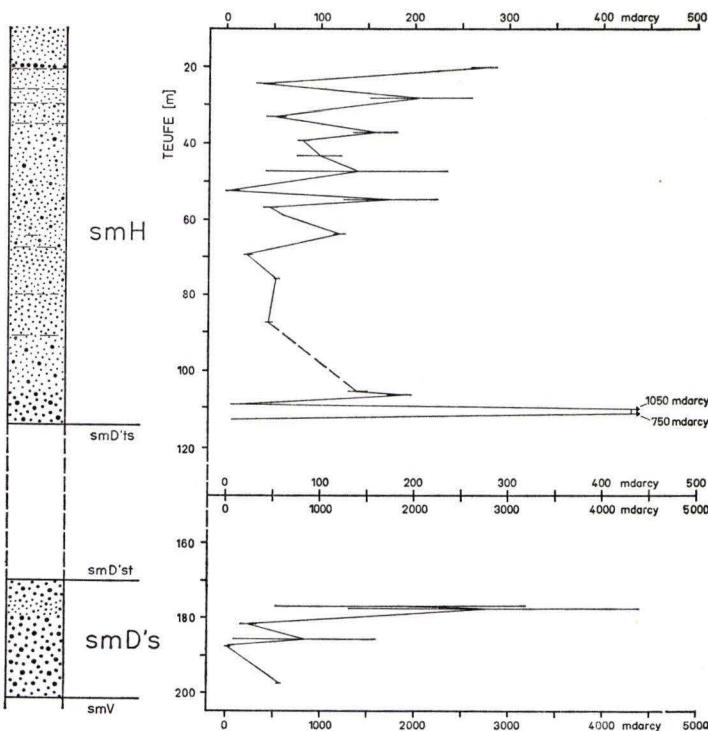


Abb. 6. Durchlässigkeit und petrographische Ausbildung der Hardegsen- und Detfurth-Folge in Bg. Altenstädt.

durch verschiedene hydrochemische Milieus verbunden ist. Im obersten Bereich treten erfahrungsgemäß im allgemeinen Erdalkali-hydrogenkarbonatische Grundwässer auf, darunter folgen Erdalkali-sulfatische Grundwässer. Dem Alkali-chloridischen Tiefenwasser scheinen keine speziellen diagenetischen Ausscheidungen zu entsprechen. Bei einer Heraushebung des Sedimentes müßte ein umgekehrter Vorgang zu erwarten sein. In der Tat stellt MEISL⁴⁾ im Bereich des retrograden Astes der Diagenese eine Verdrängung des Gipes durch Calcit fest, ein Vorgang, der unter den Verhältnissen des Erdalkali-hydrogenkarbonatischen Bereiches ablaufen kann.

Aufgrund dieser Überlegungen muß ein unterschiedlicher Diagenesezustand in sonst faziell und altersmäßig gleichen Ausgangsgesteinen erwartet werden, je nachdem das Gestein von oberflächennäherem oder -fernerem Grundwasser durchflossen wird. Daher können die Ergebnisse der zahlreichen, gründlichen Untersuchungen in Erdöl- und Erdgaslagerstätten, die allgemein in größerer Tiefe liegen, nicht auf die oberflächennahen Verhältnisse in süßwasserführenden Grundwasserleitern übertragen werden.

⁴⁾ MEISL, S.: Diagenetische Reaktionen im Unteren Buntsandstein-Zechstein-Profil der Bohrung Schlierbachtal bei Eschwege. — Vortrag anlässlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft vom 15.—17. 5. 1969 in Hannover.

Die Bedeutung der Gesteinsdurchlässigkeit in den Festgesteinen, im untersuchten Falle in den Buntsandsteinschichten, für die Grundwasserbewegung und die Grundwasserförderung kann durch Vergleich der Laboratoriumsmessungen der Durchlässigkeit mit den Ergebnissen der Pumpversuche, die die Gebirgsdurchlässigkeit ermitteln, abgeschätzt werden. Hierzu wurden in Tab. 4 zunächst die an Probezylindern im Laboratorium ermittelten, für das Gestein charakteristischen Transmissivitätswerte den nach Pumpversuchen errechneten Werten gegenübergestellt.

Tab. 4. Vergleich der Transmissivität nach Labor- und Feldmessungen

	Labormessung	Messung bei Pumpversuchen berechnet nach	
		Gleichgewichtsformeln	Nichtgleichgewichtsformeln
		T-Wert [m ² /s]	T-Wert [m ² /s]
Elgershausen 1	$6,4 \cdot 10^{-5}$	$1,8 \cdot 10^{-4}$	—
Brunnen Elgershausen		$7,4 \cdot 10^{-4}$	—
<hr/>			
Beberbeck			
161,60 m Tiefe	$1,1 \cdot 10^{-6}$	$1,6 \cdot 10^{-4}$	—
Endtiefen	$1,2 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-4}$
<hr/>			
Haarhausen VI			
95,5 m Tiefe	$2,6 \cdot 10^{-4}$	$1,3 \cdot 10^{-3}$	—
Endtiefen	$5 \cdot 10^{-4}$	$2,1 \cdot 10^{-3}$	$3,1 \cdot 10^{-3}$
<hr/>			
Altenstädt			
110 m Tiefe	$0,9 \cdot 10^{-4}$	$3,6 \cdot 10^{-4}$	—
208,70 m Tiefe	$2,5 \cdot 10^{-4}$	$5,5 \cdot 10^{-4}$	—
<hr/>			

Aus den Transmissivitätswerten T wurde nach BENTALL (1963) angenähert die auf der Gesteinsdurchlässigkeit beruhende Leistung L ermittelt, die es erlaubt, durch Vergleich mit der im Pumpversuch gemessenen Leistung die Bedeutung der Gesteinsdurchlässigkeit im Rahmen der Gebirgsdurchlässigkeit der von dem Brunnen erfassten Gesteinsschichten zu beurteilen. In Tab. 5 sind die so ermittelten L-Werte den bei den Pumpversuchen gefundenen Leistungen gegenübergestellt. (Die Werte bei 10 m Absenkung wurden graphisch aus den Brunnencharakteristiken (Abb. 7) ermittelt.)

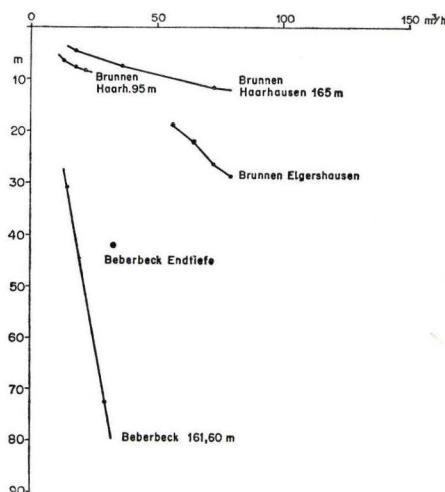


Abb. 7. Brunnencharakteristiken der untersuchten Bohrungen. Soweit für einen Brunnen oder ein Ausbaustadium eines Brunnens mehrere Leistungs-Absenkungswerte vorliegen, wurden diese Punkte — ebenso auch in den Abb. 8 — 13 — durch Geraden verbunden.

Tab. 5. Leistung der Brunnen aufgrund von Gesteins- und Gebirgsdurchlässigkeit

Brunnen	L-Wert m³/h 10 m Absenkung	Leistung (Pumpversuch) m³/h 10 m Absenkung
Elgershausen	1	29
Beberbeck	0,02	8
Haarhausen	9,0	56
Altenstädt	4,5	20,5

Im nordhessischen Buntsandstein wurden an 189 Probenpaaren Gesteinsdurchlässigkeiten zwischen 0 und 7 120 md (Mittel 194 md) gemessen (Tab. 3). Die örtlich vor kommenden relativ hohen Durchlässigkeiten erklären, daß die hier berechneten, auf der Gesteinsdurchlässigkeit beruhenden Leistungen bis zu 20 % der tatsächlich gemessenen Leistungen erreichen. Dieses Ergebnis beweist andererseits die außerordentlich große Bedeutung der Trennfugendurchlässigkeit für die Grundwasserbewegung in den Buntsandsteinschichten. Einen großenordnungsmäßigen Hinweis auf die Bedeutung der Gesteinsdurchlässigkeit für die Grundwasserbewegung gibt die folgende Abschätzung.

Vom Buntsandsteingebiet von Ista-Kirchberg (s. Abschn. 3.1.) fließt in der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins Grundwasser unter einer grundwassersperrenden Schicht von Röt und Tertiär hindurch zu dem im Mittel ca. 140 m (50 — 240 m) tiefer liegenden Hauptvorfluter, der Fulda. Die Entfernung wird im Mittel mit etwa 14 km angenommen. Daraus errechnet sich ein Gefälle von 10 ‰.

Bei Zugrundelegung des T-Wertes ($6,4 \cdot 10^{-5} \text{ m}^2/\text{s}$) der Gesteinsdurchlässigkeit der in diesem Gebiet stehenden Bohrung Elgershausen 1 errechnet sich für den im Mittel etwa 10 km langen Querschnitt ein Grundwasserabfluß von

$$Q = T \cdot l \cdot i = \frac{6,4 \cdot 10^{-5} \cdot 10 \cdot 10000 \text{ m}^3/\text{s}}{1000} = 6,4 \text{ l/s}$$

Bei Verwendung des T-Wertes der Gebirgsdurchlässigkeit ($7,4 \cdot 10^{-4} \text{ m}^2/\text{s}$) errechnet sich ein Grundwasserabfluß

$$Q = \frac{7,4 \cdot 10^{-4} \cdot 10 \cdot 10000 \text{ m}^3/\text{s}}{1000} = 74 \text{ l/s}$$

Demgegenüber ist zu beachten, daß aus diesem Gebiet rd. 94 l/s Grundwasser von kommunaler und gewerblicher Seite gefördert werden, was größtenteils gut mit dem aufgrund der Gebirgsdurchlässigkeit errechneten Grundwasserabfluß übereinstimmt.

Das Verhältnis Gesteinsdurchlässigkeit zu Gebirgsdurchlässigkeit ist noch ungünstiger im Gebiet der Merseburger Buntsandsteinplatte (Thüringen), wo HAUTHAL (1967, S. 405) an Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins an 7 Proben aus der Hardegsen-Folge Durchlässigkeiten zwischen $< 0,1$ und 660 md (Mittel 13 md) und an 16 Proben aus der Detfurth-Folge und dem oberen Teil der Volpriehausen-Folge Durchlässigkeiten zwischen $< 0,1$ und 1300 md (Mittel 12 md) feststellte. Diese insgesamt geringere Durchlässigkeit erklärt, daß dort die Gesteinsdurchlässigkeit nur 3 — 5 % der Gebirgsdurchlässigkeit beträgt. Ähnliche Verhältnisse dürften auch im Buntsandstein der Südrhön vorliegen, wo UDLUFT (1969, Tab. 2) im Unteren Buntsandstein Durchlässigkeiten zwischen 6 und 9 md, im Mittleren Buntsandstein zwischen 0,8 und 480 md und in der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins zwischen 22 und 900 md angibt. Abweichend hiervon nimmt SEILER (1968, S. 57, 84 — 87; 1969, S. 87/88) aufgrund des von ihm auf 7 — 8 % geschätzten nutzbaren Hohlraumgehaltes (Kluftvolumen 0,1 — 1 %) an, daß 30 % des Grundwasserabflusses im saarländischen Mittleren Buntsandstein über Klüfte und rd. 70 % durch den Porenraum erfolgt.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß die Gesteinsdurchlässigkeit in den Gesteinen des hessischen Buntsandsteins und in vergleichbaren Ablagerungen benachbarter Gebiete für die Ergiebigkeit von Brunnen nur dann eine merkliche Rolle spielt, wenn Durchlässigkeiten über 1 d vorhanden sind. Der nutzbare Hohlraumgehalt in den Poren kann im übrigen als Ausgleichsspeicher eine Rolle spielen, wenn eine ausreichende Durchlässigkeit besteht.

2.1.2. Karbonatgesteine, Gips-, Anhydrit- und Salzgesteine

In dieser Gruppe mehr oder weniger löslicher Gesteine ist nur die Gesteinsdurchlässigkeit der Karbonatgesteine von Bedeutung. Die vorliegenden Angaben über Porosität von **Gipsstein** ($< 4,8 \%$) und **Steinsalz** ($< 1 \%$) und Durchlässigkeit (Gipsstein: keine Angaben; Steinsalz $7,3 \cdot 10^{-3} — 4,1 \text{ md}$) (DAVIS &

DE Wiest 1967, S. 348; SCHOELLER 1962, S. 40) zeigen, daß die Gesteinsdurchlässigkeit in diesen Gesteinen keine praktische Bedeutung besitzt. Hinzu kommt, daß in humiden Klimabereichen Salzgesteine infolge der hohen Löslichkeit bei jedem Kontakt mit fließendem Wasser rasch aufgelöst und entfernt werden (Angaben über Gips- und Anhydritgesteine s. Abschn. 2.2.3. und 2.2.4.).

Die häufigsten Karbonatgesteine, die Kalksteine und Dolomitsteine, sind außerordentlich vielfältigen Ursprungs: anorganisch gefällter Kalkschlamm, Muschelschill, biogene Reste, Kalksande, Riffmassen und Schuttmassen. Die primäre Porosität und Durchlässigkeit sind also zweifellos außerordentlich unterschiedlich und reichen von praktisch dichten, porenenfreien Bildungen bis zu hohlräumreichen, extrem durchlässigen Ablagerungen. Die Porositäten reichen von 0,1 % bis zu 66,6 %. Die Nutzporosität ist jedoch in vielen Fällen erheblich geringer als die Porosität. In der Kreide des Beckens von Vanne (Pariser Becken) beträgt z. B. die Nutzporosität im Mittel nur 1 — 2 % gegenüber 30,5 — 44 % Gesamtporosität (CASTANY 1963, S. 557). Es finden sich daher Durchlässigkeiten von weniger als 1 md für kristalline, dichte Kalksteine, Marmore oder tonreiche, dichte Kalksteine bis zu mehreren tausend Darcy in wenig verkittenen groben Breccien. Wenn auch die Dolomitierung die vorhandene Porosität erhöht, da die Umwandlung von Kalkspat in Dolomit eine Volumenreduktion des Gesteins von 13 % bedeutet, führen insgesamt die diagenetischen Prozesse der mechanischen Verdichtung, der Zementation, der Lösung und Umkristallisation und der Bildung authigener Minerale zu einer Verminderung der Permeabilität und Porosität, so daß die Kalk- und Dolomitsteine meist Permeabilitäten erheblich unter 400 md aufweisen (vgl. DAVIS & DE Wiest 1967, S. 352 — 353; VON ENGELHARDT 1960, S. 129; HEITFELD 1965, S. 18; SCHOELLER 1962, S. 38/39).

Ebenso wie bei den psephitisch-psammitischen Gesteinen ist auch bei den Karbonatgesteinen die Gebirgsdurchlässigkeit erheblich höher als die Gesteinsdurchlässigkeit. Zum Beispiel fand INESON (1956, S. 168/169) in der Kreide Englands Durchlässigkeiten von 0,6 — 14 md, wohingegen die Gebirgsdurchlässigkeit 10^5 mal höher ist. Auch HEITFELD (1967 a, S. 181) weist darauf hin, daß die Gesteinsdurchlässigkeiten der von ihm untersuchten Kalksteine des Sauerlandes praktisch vernachlässigt werden können.

Im Untersuchungsgebiet sind Karbonatgesteine in den Schichten des Zechsteins und des Muschelkalkes verbreitet. Örtlich treten außerdem Massenkalke des Devons (bei Mühlbach, Landkreis Fritzlar-Homberg, sowie im Rheinischen Schiefergebirge und an dessen Ostrand) auf, die jedoch hier nicht näher behandelt werden.

Die größte Fläche nehmen die Gesteine des Zechsteins ein, die allerdings meistens von mesozoischen und känozoischen Gesteinen überlagert werden. Sie treten nur am Ostrand des Buntsandstein-Spessarts, am Südrande des Vogelsberges, am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges sowie in der Umrandung des Horstes von Baumbach und im Bereich des Richelsdorfer Gebirges zutage. Nach RICHTER-BERNBURG (1955 a, 1955 b) und TRUSHEIM (1964) sind am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges, im Spessart und in der Rhön in der Werra-Serie des Zechsteins mächtige (bis 75 m) Karbonatgesteine zur Ablagerung gekommen, während karbonatische Bildungen im Gebiet Kassel - Rotenburg - Eschwege gegenüber Anhydrit (bis ca. 200 m mächtig) und im Werra-Fulda-Becken gegenüber den Salz- und Kalisalzbildungen zurücktreten. Nördlich der Linie Waldeck - Bebra - Eisenach ist der Hauptdolomit (Ca2) verbreitet, dessen Mächtigkeit von 50 — 60 m in Thü-

ringen nach S und W rasch abnimmt (4 m auf Bl. Korbach). Als letztes karbonatisches Schichtglied ist der Plattendolomit (Ca3) zu nennen, dessen Mächtigkeit maximal 15 — 20 m (Bl. 5224 Eiterfeld, Bl. 5124 Bad Hersfeld (MAYRHOFER 1967, ROTH 1967)) beträgt und nach S auf wenige m abnimmt und z. T. in eine tonig-mergelige Fazies übergeht.

FÜCHTBAUER (1964, S. 517 — 518) unterscheidet in den porösen Karbonatgesteinen des Zechsteins Nordwestdeutschlands zwischen Zwickelporen (Porengröße 0,02 — 0,3 mm), Hohlformporen (verursacht durch hohle Algen) (Porengröße 0,05 — 0,3 mm) und interkristallinem Porenraum (Porengröße < 0,002 mm). Die Porosität liegt in diesen Gesteinen meist zwischen 1 — 20 % (max. 35 %). Diese Hohlraumformen können auch in den Zechsteinschichten der Korbacher Bucht beobachtet werden, wo die im hessischen Bereich genaueste petrographische Untersuchung dieser Gesteine vorliegt (KULICK 1968, MEISL 1968 b). In der Hauptsache handelt es sich dort um mehr oder weniger plattige oder dickbankige Algenkalke, die aus Algenkörpern (Onkoiden) (0,01 — max. 1 cm Ø) aufgebaut sind. Die Onkoide sind oft hohl, besonders die größeren (Randkalk und Algenkalke des Z1), teils durch ein grobkörniges Pflaster von Calcit, teils mit Brauneisen (Plattenkalk Z3) gefüllt. Die Zwickel zwischen den lockergesetzten Algenresten werden von einem Calzitpflaster gebildet.

Abweichende petrographische Ausbildung tritt im Randkalk (Z1) auf, der lagenweise aus 0,02 — 0,5 mm großen, hohlen, rundlichen, ein- bis mehrschaligen Aggregatkörnchen meist aus umkristallisiertem Calcit oder Dolomit (Bahamite) besteht, außerdem im Hauptdolomit (Kavernöser Kalk Z2,K) aus einer Breccie aus Karbonat-, Tonstein- und Schluffsteinbruchstücken in einer feinkristallinen, oft schaumigen calcitischen Grundmasse (schlecht sortierter Kalkarenit überwiegend aus Calcenit). Die Löcherigkeit und Kavernosität der Kalk- und Dolomitsteine beruht besonders auf der Auslaugung des Calcits des Bindemittels und der Onkoidfüllungen, der Auslaugung von Gips und Anhydrit, teilweise auf dem Herauswittern von Schluff- und Tonsteingerölle. Ein Teil der Hohlräume, besonders bei dem schwelennah abgelagerten Stinkkalk, wo bis faustgroße Hohlräume vorkommen, mag primär sein.

Neben den in ihrer Hauptmasse in der Korbacher Bucht porös oder schaumig ausgebildeten Karbonatgesteinen sind dort dichte Kalksteine im Z1-Randkalk und Z3-Plattenkalk eingeschaltet. Örtlich sind die Kalksteine des Z1 und Z3 frühdiagenetisch dolomitisiert.

Die Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins dürften im tieferen Untergrund des hessischen Berglandes ebenfalls meist als Algenkalke in Schwellengebieten oder in dichter Ausbildung in bankiger Stinkkalkfazies entwickelt sein. Messungen der Durchlässigkeit liegen im hessischen Bereich noch nicht vor. Für derartige Gesteine der Werra-Serie (Z1) ist nach FÜCHTBAUER (1964, S. 520 — 521) eine auf Zwickel- und Hohlformporosität beruhende sehr geringe Durchlässigkeit typisch, die zwischen Weser und Ems und in Thüringen im Mittel bei 0,1 — 1 md, mit einzelnen Werten über 10 md beträgt. Die zuckerkörnigen Dolomite mit interkristallinen Poren zeigen bei gleicher Porosität höhere Durchlässigkeiten (bis 500 md).

Die Kalksteine des Muschelkalks bestehen aus Schalenresten mit einer sehr feinkristallinen Matrix. Neben diesen dichten Kalksteinen treten auch lockergelagerte oolithische und schaumige Typen auf (WÄGER 1968). Durchlässigkeitsangaben über

Muschelkalkgesteine dieses Gebietes liegen nicht vor, sie dürften jedoch in derselben Größenordnung wie die der Karbonatgesteine des Zechsteins liegen.

Gesteine des Muschelkalks sind in der Umrandung der Keupermulde von Borgentreich (Westf.), im W-Teil des Kreises Hofgeismar, im N-Teil des Kreises Wolfhagen, an der Umrandung des Schlußterner Beckens und in der Rhön verbreitet. Außerdem tritt Muschelkalk in tektonischen Grabenzonen auf, z. B. im Fritzlar - Naumburg - Wolfhagener Graben, im Kasseler Graben, im Altmorschen - Hess. Lichtenauer Graben und im Lauterbach - Großenlüder - Fuldaer Graben. Karbonatische Gesteine finden sich im 100 — 120 m mächtigen Unteren Muschelkalk (wechsellagernde plattige bis bankige Kalk- und Mergelsteine) und im bis 60 m mächtigen Oberen Muschelkalk (dickbankige Kalksteine, im oberen Teil plattige Kalksteine mit Mergelsteinzwischenlagen).

2.1.3. Ton- und Schluffsteine

Die feinkörnigen Ton-, Mergel- und Schluffsteine zeigen eine deutliche Verminderung ihrer Porosität als Folge von mechanischen Druckeinwirkungen, die mit der Überdeckungstiefe zusammenhängen. Die unterschiedliche petrographische Beschaffenheit, Korngröße und verschiedene geologische Geschichte sind Ursache dafür, daß empirische Gleichungen (VON ENGELHARDT 1960, S. 40—47; ATHY 1930, S. 11—20) oder schematische Darstellungen der Abhängigkeit der Porosität toniger Sedimente von der Überdeckungstiefe (MIETENS 1966, S. 29) nur angenäherte Werte für die Porosität ergeben. Unverfestigte feine marine Schlämme weisen Porositäten zwischen 50 % und 90 % auf (VON ENGELHARDT 1960, S. 33). Im allgemeinen erfolgt die größte Porositätsabnahme im Zusammenhang mit frühdiagenetischen Veränderungen etwa bis zu einer Bedeckungstiefe von 500 m. Im Bereich zwischen 1 000 und 3 500 m nimmt die Porosität verhältnismäßig gleichmäßig ab. Die Reduktion des noch verbliebenen Porrenraumes ist kaum mehr nachweisbar. Immerhin wurden in 4 000 m Tiefe Porositäten von etwas unter 1 % und Permeabilitäten zwischen $1 \cdot 10^{-3}$ und $1 \cdot 10^{-4}$ md gemessen (HILL, COLBURN & KNIGHT 1961 nach MIETENS 1966, S. 27—30; vgl. auch DAVIS & DE WIEST 1967, S. 349). Bei der Verdichtung werden beträchtliche Wassermengen ausgetrieben, die jedoch wegen der Langsamkeit des Vorganges kaum Einfluß auf die Prozesse des Wasserkreislaufes nehmen werden. Eine Ausnahme bilden marine Tone, bei deren Verdichtung Salzwasser freigesetzt wird, das zur Mineralisation von Grundwässern führen kann.

Für die Beurteilung von Ton- und Schluffsteinschichten ist der Hinweis von DAVIS & DE WIEST (1967, S. 349) von Bedeutung, wonach eine 33 m mächtige Schluffstein-schicht mit einer Durchlässigkeit von 0,1 md bei einem hydraulischen Druckunterschied von 3 m Wassersäule senkrecht zur Schichtung je km^2 $2,7 \cdot 10^3 \text{ m}^3$ Wasser pro Jahr passieren läßt. Mit derartigen Aquitarden hat man im betrachteten Gebiet mit dem weitverbreiteten Ton- und Schluffsteinkomplex des Zechsteins und des Buntsandsteins (Bröckelschiefer, Röttone) zu rechnen.

Ihre hydrologische Wirksamkeit hängt auch davon ab, ob die Ton- und Schluffsteine bei tektonischer Beanspruchung zerbrechen, so daß wasserwegsame Trennfugen entstehen, ob das auf den Trennfugen eindringende Wasser quellfähige Tone antrifft, die

die Trennfugen wieder schließen und Verwerfungsbahnen praktisch abdichten, oder ob die Tonsteine noch weitgehend plastisch auf die tektonischen Bewegungen so reagieren, daß keine offenen Trennfugen entstehen. Die Plastizität und die Fähigkeit des Quellens nimmt mit dem Prozeß der Verdichtung und der diagenetischen Veränderung der Ton- und Schluffsteine im Laufe ihrer geologischen Geschichte ab, jedoch dürften hierbei zweifellos auch die primären petrographischen Unterschiede eine Rolle spielen, wobei die Art der Tonminerale und ihre Ionenbelegung in Abhängigkeit vom Ablagerungsmilieu (marine, brackische und Süßwasser-Bildung) von Bedeutung sind.

Im hier betrachteten Gebiet finden sich pelitische Ablagerungen (Tonsteine, schluffige Tonsteine und tonige Schluffsteine, an den Beckenrändern mit eingeschalteten tonig-schluffigen Feinsandsteinen und Konglomeraten) in den verschiedenen Serien des Zechsteins als geschlossene Schichtfolgen (Braunroter Salzton, Z 2—3-Zwischensalinär, Grauer Salzton mit Violettem Ton Z 3 t, Roter Salzton, Obere Letten), daneben aber auch in geringmächtigen Einschaltungen in den karbonatischen und sulfatischen Abfolgen (TRUSHEIM 1964; RICHTER-BERNBURG 1955 b; KULICK 1968). Bei sedimentpetrographischen Untersuchungen der klastischen Sedimente des Bl. Korbach (MEISL 1968 b) wurde meist calzitisches, seltener dolomitisches Bindemittel nachgewiesen. Kaolinitaggregate und tonig-hydroxidisches Bindemittel kommen vor.

Die pelitischen Sedimente des Zechsteins und die des Buntsandsteins weisen nach DIEDERICH & LAEMMLEN (1964, S. 12/13) an der Erdoberfläche ein verschiedenes mechanisches Verhalten auf. Eine in den Zechsteinablagerungen vorhandene Plastizität fehlt weitgehend den Ton- und Schluffsteinen des Buntsandsteins, die im Bröckelschiefer des Unteren und in den Rötschichten des Oberen Buntsandsteins größere Mächtigkeit erreichen (vgl. S. 19 — 20). Das abweichende mechanische Verhalten mag auf unterschiedliche Korngrößen, tonmineralogische Unterschiede u. ä. zurückzuführen sein.

Über die Beschaffenheit der Zechsteinpelite liegen bisher keine regionalen Untersuchungen vor. Die Untersuchung einer Probe eines Zechstein-tonsteines (Oberer Zechstein-ton) aus dem Spessart ergab nach freundlicher brieflicher Mitteilung vom 22. 8. 1969 von Herrn Professor Dr. G. MÜLLER, Heidelberg, Illit und Montmorillonit als Hauptbestandteile neben Kaolinitbeimengungen. Herrn Dr. H. KRUMM, Frankfurt/Main (freundliche briefliche Mitteilung vom 20. 1. 1969) verdanke ich einen Hinweis über die regionale Verbreitung der Tonminerale in den Rötschichten. Zum Beckenrand hin, im SE und E herrschen Illit (und Glimmer) mit Kaolinit vor, während nach N und NW zum Beckenzentrum hin zunehmend Chlorit und chlorithaltige Wechsellegerungen, wie der Corrensit, mit Glimmermineralien vermischt auftreten und sie z. T. mengenmäßig übertreffen können.

In dem Ton- und Schluffstein (Siltstein) am Kremasta-Stausee (Westgriechenland) wurden von HEITFELD (1967 b, S. 139—140) offene Spalten und Klüfte praktisch nur im oberflächennahen Bereich beobachtet. An der Erdoberfläche zerfällt das Gestein in kleine und kleinste Gesteinsbrocken. In der Verwitterungszone kann durch Quellung die Durchlässigkeit vermindert werden (Quellversuche zeigten eine Volumenzunahme von 1,7 — 2,7 %). In den Zonen starker tektonischer Beanspruchung zeigt das dort meist intensiv zerklüftete Gestein eine leichte Erhöhung der Durchlässigkeit. Die mittleren Durchlässigkeitswerte über größere Bereiche liegen etwa bei 1 — 10 md, in Oberflächennähe können die Mittelwerte 50 md erreichen.

Schiefertone und Tonsteine des Braunjura reagieren anscheinend bei Entspannung weitgehend plastisch und nur unmittelbar unter der Oberfläche durch Bruch (KRAUSE 1966, S. 294—295).

Die Angaben über das Verhalten von Ton- und Schluffgesteinen sind widersprüchlich. Auch die Erfahrungen über die abdichtende Wirkung von Ton- und Schluffgesteinen bei Bergbau und Stollenbau sind nicht einheitlich. Während Tonsteine der Kreide den trockenen Vortrieb eines Versuchsstollens unter den Englischen Kanal wenige Meter unterhalb des Meeresgrundes gestatteten und Tongesteine des Karbons den Zutritt von Meerwasser in nur wenige Meter unter Meeresgrund befindliche Bergbaustollen verhinderten (KEILHACK 1935, S. 87), bieten die Zechsteintonsteine im Hangenden der Kalivorkommen bei Senkungen durch den Bergbaubetrieb, durch den sehr große Hohlräume aufgefahren werden, keine Sicherheit gegen das Eindringen von Laugen aus dem Hangenden (FRITZSCHE 1958, S. 520, KEGEL 1950, S. 179, KEILHACK 1935, S. 472). Da die Verwitterung eine Veränderung des Materials in hydrologischer Hinsicht bewirkt, kann vom Verhalten dieser Schichten an der Erdoberfläche nicht auf das Verhalten in größerer Tiefe geschlossen werden. Eine Beurteilung der hydrogeologischen Eigenschaften der pelitischen Sedimente, hier besonders des Zechsteins und des Buntsandsteins, erfordert noch sedimentologische, tonmineralogische und geomechanische Untersuchungen an Bohrkernen aus diesen Schichten.

2.1.4. Vulkanische Gesteine

Vulkanische Gesteine umfassen die Vulkanite im engeren Sinne und die Pyroklastite, d. h. die Tuffgesteine.

In den Vulkaniten treten Porositäten zwischen 0,1 und 50 % auf (weniger als 1 % in dichtem Basalt, weniger als 5 % in Lagern und Gängen, 1 — 10 % in Effusivgesteinen, 10 — 50 % in blasenreichen Vulkaniten) (vgl. DAVIS & DE WIEST 1967, S. 339; HEITFELD 1965, S. 18; SCHOELLER 1962, S. 42). Die Nutzporosität ist jedoch meist sehr gering, da selbst in blasenreichen Eruptivgesteinen die bei der Entgasung des Magmas entstandenen Blasen kaum miteinander in Verbindung stehen. Die Durchlässigkeit der Vulkanite beruht daher in erster Linie auf den Trennfugen.

Bei den Pyroklastiten treten hingegen Porositäten zwischen 6 und 87,3 % auf, von denen auf den Bims Werte zwischen 50 und 87,3 % entfallen. Die verbreitete schlechte Sortierung, das Vorhandensein von feinem Material sowie die häufig zu beobachtenden tonigen Verwitterungerscheinungen führen jedoch dazu, daß trotz der z. T. hohen Porositäten in den Pyroklastiten meist nur niedrige Durchlässigkeiten festzustellen sind. Besonders geringe Durchlässigkeiten treten bei den Schmelztuffen auf, die durch Verschmelzung von sehr heißem pyroklastischem Material entstehen. Im Schrifttum finden sich Durchlässigkeitsangaben für Pyroklastite zwischen $2,8 \cdot 10^{-7}$ md und 11,5 md (DAVIS & DE WIEST 1967, S. 339; HEITFELD 1965, S. 18; SCHOELLER 1962, S. 42).

Als Beispiel für sehr hohe Gesteinsdurchlässigkeit seien die von GEIB & WEILER (1968, S. 143 — 148) beschriebenen grobporigen verfestigten Phonolithtuffe genannt,

die nördlich Mayen eine größere Fläche einnehmen. Diese sind derartig durchlässig, daß oberirdische Gewässer fehlen und eine erhebliche Grundwasserneubildung erfolgt. Das Grundwasser fließt randlich gelegenen Quellen zu. Das hohe Speichervermögen wirkt sich in einer hohen und ausgeglichenen Quellschüttung aus.

Vulkanische Gesteine sind in Hessen besonders im Vogelsberg verbreitet, der mit einer Basalt-bedeckten Fläche von 2 710 km² immerhin ca. 13 % der hessischen Landoberfläche einnimmt (NÖRING 1969).

Bei den Vogelsberg-Eruptiva handelt es sich in der Hauptsache um verschiedene Basaltarten mit zugehörigen Tuffen. Örtlich treten Trachyte (Rabertshausen, Borsdorf, Bohrungen in Bad Salzhausen) und Phonolith (Ober-Widdersheim, Bohrungen in Bad Salzhausen) auf (SCHOTTLER 1937). Das Aufdringen der Magmen des Vogelsberges im Miozän steht im Zusammenhang mit der Zerrung tektonik im Bereich der Mittelmeer-Mjösen-Zone. Dies läßt neben dem annähernd N-S verlaufenden Flexuren, Verwerfungen, Gräben und Horsten auch die bevorzugte Anordnung der Basanite im Vogelsberg und der Eruptionspunkte im nördlichen Hessen, soweit sie überhaupt eine gerichtete Anordnung aufweisen, in NNW-SSE-Richtung (RICHTER-BERNBURG 1968, S. 1011 — 1013) erkennen. Kleine Horste (Vorkommen von Zechstein und Rotliegendem bei Rabertshausen, Vorkommen von Unterkarbon an der Naumburg bei Erbstadt, karbonische Grauwacken am Nordrand des Vogelsberges bei Ruhlkirchen) und erhebliche Absenkungsbeträge der Basaltbasis im oberen Nidda-Gebiet zeigen die syn- und postbasaltische Bodenunruhe an. Die Bewegungen erfolgten dabei nicht nur auf den N-S gerichteten Schollengrenzen. Gelegentlich pausen sich auch ältere NE-SW-streichende Falten und Bruchlinien durch, die aus dem Schiefergebirge im Untergrund in die östlich anschließende Wetterau und den Vogelsberg reichen (vgl. SCHOTTLER 1937, S. 9).

Untersuchungen für zwei Talsperren im Niederschlagsgebiet der Nidda (Eicheldorf und Rainrod, Bl. 5520 Nidda) ⁵⁾ zeigen, daß bis in größere Tiefe (35 m) deutlich, wenn auch sowohl horizontal als auch vertikal unregelmäßig geklüfteter Basalt ansteht, der teilweise besonders an Stromober- und -unterseiten blasig ausgebildet ist. Die Klufträume und Blasen sind durch Mineralausscheidungen (Zeolith, Calcit) und Gel-Substanzen ganz oder teilweise verfüllt. Die Blasen können mehrere cm lang werden, besitzen jedoch selten miteinander Verbindung. Das kompakte Basaltgestein ist meist nur im oberflächennahen Bereich, ausgehend von den Klüften, stark bis sehr stark verwittert. Örtlich kann die Verwitterung jedoch auch lagenweise tiefere Bereiche (29,80 m) betreffen. Die in den Trennfugen ausgeschiedenen Gele sind bei Wasseraufnahme stark quellfähig. Dadurch können sie einerseits das Gestein zerbrechen und andererseits können offene Klüfte durch sie verschlossen werden.

In den Basaltgesteinen des Vogelsberges kommen, insbesondere in den Kontaktzonen jüngerer vertikaler bzw. steiler Durchbrüche durch ältere Basalte und in den Lagen von Aa-Lava zwischen Basaltergüssen Ansammlungen von überwiegend mikrokristallinen Tonmineralen (Montmorillonit und Illit), gelegentlich auch Chlorit, Labradorit, Zeolith (vorwiegend Natrolith) und Fe-Hydroxide und -Oxide (Bolus) vor. Gelegentlich wurde Bolus als faust- bis kopfgroße Einschlüsse im frischen Basalt erbohrt (SCHENK 1964, S. 18 — 19, 25).

⁵⁾ Bearbeitet von Regierungsrat Dr. S. HOLTZ, Oberregierungsgeologen Dr. A. SCHWARZ †, Dr. K. EHRENBURG, Prof. Dr. H. HENTSCHEL, Dr. K. MAGAR und dem Verfasser, alle Hessisches Landesamt für Bodenforschung, Wiesbaden.

Die zwischen den Basalten des Vogelsberges liegenden unterschiedlich mächtigen Tuffe sind fein- bis grobkörnig, nur wenig verfestigt und z. T. mit Gel-Substanzen stark durchsetzt, örtlich enthalten sie zahlreiche blasige Basaltbomben und einzelne Sandsteinauswürflinge. Überwiegend handelt es sich bei den Tuffen um z. T. feingeschichtete Schluffe mit geringen Anteilen von Ton- und Feinsand-Korngrößen. Die Tuffe sind nur selten verfestigt, dann aber deutlich bis stark geklüftet. Auch die örtlich auftretenden tuffartigen Basaltbreccien und Schweißschlacken sind mehr oder weniger intensiv tonig verwittert und vergelt. Sie enthalten gelegentlich auch Zeolithe.

2.2. Trennfugendurchlässigkeit

Die Gebirgsdurchlässigkeit beruht bei allen Festgesteinen, wenn auch, wie unter 2.1. dargelegt, im unterschiedlichen Maße, im wesentlichen auf der Trennfugendurchlässigkeit. Die wasserwegsamen Trennfugen sind hier Kluft-, Bankungs-, Schieferungs-, Abkühlungs- und Lösungshohlräume.

Sie sind verursacht durch den Wechsel des Materials (Bankung), durch mechanische Beanspruchung teils tektonischer Art (Klüfte, Verwerfungen, Schieferungsfugen), teils bedingt durch die Abkühlung von magmatischem Material (Abkühlungsfugen). Teilweise sind diese Trennfugen durch die Lösewirkung des Wassers erweitert (Lösungshohlräume in verkarstungsfähigen Gesteinen).

Eine für die Grundwasserbewegung wichtige, allgemein verbreitete Erscheinung ist die Auflockerung des Untergrundes nahe der Erdoberfläche.

2.2.1. Oberflächennahe Auflockerungerscheinungen

Die physikalische Verwitterung, die die Festgesteine an und nahe der Erdoberfläche unterliegen, zerstört ohne Änderung der chemischen und mineralogischen Beschaffenheit des Gesteins das Gesteinsgefüge. Es entstehen Bruchstücke verschiedenster Größe, die durch Hohlräume voneinander getrennt werden. Die physikalische Verwitterung greift dabei zunächst von Schwächezonen aus an, d. h. sie folgt den sichtbaren oder latenten Grenzflächen, den Klüften, den Bankungsfugen und den Haarrissen im Gestein.

Agentien der physikalischen Verwitterung sind die Temperatur, die zu Volumenänderungen der Mineralien und Gesteine führt, wobei besonders die direkte Sonneninstrahlung (Insolation) Verwitterungswirkung besitzt, und Salze, die bei ihrer Auskristallisation, besonders wenn diese mit Wasseraufnahme verbunden ist (Hydratation), eine Sprengwirkung ausüben. Gefrierendes Wasser zerlegt die Gesteine bis zur Untergrenze der Eindringtiefe des Bodenfrostes — unter periglazialen Bedingungen

auch bis in größere Tiefen — (vgl. EISSELE 1962, S. 48/49; HEITFELD 1965, S. 194). Eine nicht geringe, jedoch in ihrer Tiefe beschränkte Auflockerungswirkung geht von Pflanzen und Tieren aus. Insbesondere die Pflanzenwurzeln dringen in feinste Risse und Klüfte ein und üben durch den Wachstumsdruck erhebliche Sprengwirkung aus. Außer den genannten physikalischen Agentien führen Hangrutschungen, noch andauernde tektonische Erscheinungen (Erdbeben, tektonische Bewegungen) im oberflächennahen Bereich (HEITFELD 1965, S. 21) und schließlich die Vorgänge der Gebirgsentspannung (Bergzerreißung) zur Entstehung einer oberflächennahen Auflockerungszone. Die Erscheinungen der Gebirgsentspannung wurden zunächst von magmatischen Tiefengesteinen (GILBERT 1904, S. 32 — 33; CLOOS 1925, S. 144 — 147; LJUNGRNER 1930, S. 202 — 204; KIESLINGER 1958, S. 95 — 100; WILHELMY 1958, S. 74 — 85) und später auch von Sedimentgesteinen (KIESLINGER 1958; MÜLLER 1963, 1969; EISSELE 1962, 1966; HEITFELD 1965; WIEGEL 1964; KRAUSE 1966) beschrieben.

Die Entspannungsvorgänge erklären sich aus dem Übergang aus einem dreiachsigem Spannungszustand bei größerer Überlagerung über einen zweiachsigen, bis gar zu einem einachsigen Spannungszustand bei geringer Überlagerung (KIESLINGER 1958, S. 109; MÜLLER 1963, S. 167 — 198). Sie können in vielen Fällen nicht von der Wirkung tektonischer Beanspruchung getrennt werden, die dem Gestein entweder eine bereits sichtbare Klüftung, Schieferung oder sonstiges Gefüge oder eine zunächst noch latente Druckspannung aufgeprägt hat, die erst unter bestimmten Umständen (z. B. bei Erdaufschlüssen) sichtbar in Erscheinung tritt (KIESLINGER 1958, S. 110 — 111). Ein Zusammenfallen von gesteinsinternen Strukturen mit den Entlastungsflächen wird naturgemäß besonders deutliche und schöne Trennfugen liefern. Im übrigen unterscheiden sich, wie KRAUSE (1966, S. 280/281) im Unteren Buntsandstein des Maintales zeigte, die Entspannungsklüfte durch eine rauhere Oberfläche und geringe vertikale Ausdehnung (sie setzen meist an Schichtfugen ab) von den ebenflächigeren weiterreichenden tektonischen Klüften (vgl. Taf. 2 Fig. 1 — 3). Ein wesentliches Merkmal der durch Druckentlastung entstehenden Klüfte ist ihre zur Erdoberfläche parallele Lage und ihre weitgehende Unabhängigkeit von einem primären Gesteinsgefüge, einer Schieferung und einer tektonischen Klüftung. Die Beobachtung von KIESLINGER (1958, S. 97), daß es im kaledonischen Granit Nord-Norwegens nicht zur Ausbildung neuer Klüfte kommt, wenn die Richtung der hangparallelen Spannungszonen von der Richtung der tektonischen Fugen oder Schwächezonen weniger als rund 20° abweicht, konnte von KRAUSE (1966, S. 281) auch für Sandsteine bestätigt werden.

Die Mächtigkeit der Entspannungszone, die an künstlichen Aufschlüssen (Tunnelbauten, Steinbrüche, Bohrungen) bei Dichtungsarbeiten an Talsperren ermittelt wurde, beträgt zwischen wenigen Metern und ca. 100 m. Als maximale Tiefe geben KIESLINGER (1958, S. 107) in mitteleuropäischen Graniten ca. 40 — 50 m und DALE (1923, S. 32) für Granite in Massachusetts ca. 75 m an. Ohne Angabe eines bestimmten Gesteins erwähnen MÜLLER (1963, S. 174) einen Auflockerungsbereich von ca. 50 — 100 m und BOGOMOLOW (1958, S. 129) sogar eine Eindringtiefe der von der Oberfläche ausgehenden Spalten von 100 — 200 m. Niedriger liegen die Mächtigkeitsangaben von MICHEL (1960, S. 25) mit 15 — 20 m in Quarzporphyren und Porphyriten

im Südostteil des Weißensteiner Beckens (NW-Sachsen), von EISSELE (1962, 1966) im Mittleren Buntsandstein des oberen Nagoldtales mit ca. 20 — 30 m, von KRAUSE (1966) mit bis etwa 40 — 70 m in verschiedenen Sedimentgesteinen Baden-Württembergs und etwa 20 — 50 m in Sediment- und Vulkangesteinen der UdSSR (RATS & CHERNYASHOV 1967, S. 232 — 235) (vgl. auch GRIMM & HOFBAUER 1967, S. 121 — 125).

Die Abstände der oberflächenparallelen Entspannungsklüfte betragen nach KIESLINGER (1958) zwischen etwa 5 cm und fast 100 cm, im Durchschnitt 40 — 70 cm; sie nehmen von einigen cm nahe der Oberfläche zur Tiefe hin zu (BILLINGS 1955, S. 121).

Die oberflächennahe Auflockerungszone macht sich durch kleinere Geschwindigkeiten der seismischen Wellen bemerkbar. EISSELE (1966, S. 107) stellte bei zahlreichen refraktionsseismischen Untersuchungen im Buntsandstein in der Auflockerungszone Geschwindigkeiten von 15 — 1800 m/s gegenüber 2400 — 3500 m/s im darunterliegenden Gestein unabhängig von topographischer Lage oder Stratigraphie fest.

Die größere Kluftdichte und Kluftweite und die dadurch erhöhte Gebirgsdurchlässigkeit der Auflockerungszone zeigt sich oberhalb der geschlossenen Grundwasseroberfläche durch lokale Wasseraustritte, Tropfwasser und Vernässungszonen und das Versinken von Rinnalen in diesen Bereichen, wie dies KRAUSE (1966, S. 282 — 285) von den Buntsandsteinaufschlüssen an Main und Neckar beschreibt. Bemerkenswert ist auch seine Beobachtung von Kaltluftaustritten aus oft dm-breiten Spalten in den Buntsandsteinaufschlüssen.

In vielen Gebieten, in denen das Gebirge im ungestörten Zustand eine schlechte Durchlässigkeit aufweist, stellt die oberflächennahe Auflockerungszone den einzigen Bereich dar, in dem Grundwasser in nennenswertem Maße zirkuliert. Ihre meist geringe Mächtigkeit begrenzt aber die erschließbaren Wassermengen. Dies erklärt, daß EISSELE (1966, S. 110) die Wassererschließungsmöglichkeiten in der Auflockerungszone des Buntsandsteins im Schwarzwald wegen der schwankenden Leistung und der in Vorfluternähe gegebenen Gefahr der Heranziehung von hygienisch nicht einwandfreiem, uferfiltriertem Wasser ungünstiger beurteilt als die Verhältnisse in den dortigen tektonischen Kluftzonen. Eine erhöhte Gebirgsdurchlässigkeit in der oberflächennahen Auflockerungszone zeigen auch die Ergebnisse der WD-Versuche und Zement-Injektionen im Rheinischen Schiefergebirge. Das Maximum liegt zwischen 10 und 30 m Tiefe und nimmt darunter rasch ab. Mächtigkeit und Intensität der Auflockerungsscheinungen sind im allgemeinen im Tal geringer als in den Hangbereichen (Ausnahme: besondere tektonische Verhältnisse). Sie wächst allgemein mit zunehmender tektonischer Beanspruchung.

Die Basis der Auflockerungszone wurde von WIEGEL (1964) und HEITFELD (1965) an 6 Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges im Mittel in einer Tiefe von 30 — 35 m, in einem Falle bei ungewöhnlichen morphologischen und tektonischen Verhältnissen in einer Tiefe von 50 m (Kraghammer Sattel, Bigge) festgestellt.

Aufgrund von Beobachtungen über die Wasser- und Zementaufnahme gibt HEITFELD (1965, S. 184) folgende Werte für das mittlere Kluftvolumen paläozoischer Gesteine im Bereich sauerländischer Talsperren an (Tab. 6):

Tab. 6. Kluftvolumina in oberflächennahen Auflockerungszonen in Abhängigkeit von der Tiefe

Sorpe		Kraghammer Sattel		Bremge-Damm	
allgemein	1,6 %	allgemein	1,45 %	allgemein	1,5 %
0 — 10 m	1,1 %	10 — 20 m	1,7 %	0 — 5 m	1,85 %
20 — 30 m	2,0 %	30 — 40 m	2,4 %	5 — 10 m	1,4 %
40 — 50 m	1,5 %	40 — 50 m	1,15 %	10 — 15 m	1,25 %
		60 — 70 m	0,5 %		

WIEGEL (1964) und HEITFELD (1965) stellten übereinstimmend fest, daß an den von ihnen untersuchten Talsperren die Auflockerung und damit auch die Durchlässigkeit bis in eine Tiefe von ca. 10 — 15 m gering sind und erst darunter stark ansteigen. Diese Erscheinung wird von HEITFELD (1965, S. 184) aufgrund von Beobachtungen an der Biggetalsperre auf eine teilweise Füllung der Klüfte mit Feinbestandteilen und Verwitterungsprodukten zurückgeführt.

Übereinstimmend hiermit stellte HOFMANN (1969) in Oberflächenaufschüssen im Hunsrückfels und im Unterem des Bereiches der Idsteiner Senke/Taunus fest, daß dort 73 % der Klüfte im Hunsrückfels und 55 % der Klüfte im Unterem durch feinkörniges Material (Ton, Schluff oder Feinsand) verfüllt sind und durchschnittlich 22 bzw. 8 % mit SiO_2 ganz oder teilweise verheilt sind. Der Anteil der offenen Klüfte beträgt in beiden stratigraphischen Einheiten ca. 20 % (19 bzw. 23 %).

In verkarstungsfähigen Gesteinen können Zusammenhänge zwischen der wasserwegsamen oberflächennahen Auflockerungszone und einer besonders intensiven Verkarstung in Oberflächennähe erkannt werden. Beispiele beschreiben KRAUSE (1966, S. 287 — 294) aus dem süddeutschen Muschelkalk (max. beobachtete Auflockerung und Verkarstung ca. 50 m) und vom Gipskeuper, sowie BRANDECKER, MAURIN & ZÖTL (1965) vom Dachsteinkalk des Steinernen Meeres (Dießbach-Speicher). Beispiele von Entlastungs- und Entspannungserscheinungen in Ton- und Mergelsteinschichten liegen von KRAUSE (1966, S. 294, 302) und von ZARUBA & MENCL (1961, S. 271 — 275) vor.

2.2.2. Klüftungs-, Bankungs-, Schieferungs- und Abkühlungsfugen

Gefügemerkmale sind in Festgesteinsschichten im wesentlichen Klüfte als Folge tektonischer Bewegungen und Beanspruchung, Bankung als Folge von Materialänderungen und Abkühlungsfugen als Folge der Volumenverminderung beim Abkühlungsvorgang in vulkanischen Gesteinen.

In einem je nach Gesteinsmaterial und örtlichen tektonischen Verhältnissen unterschiedlich mächtigen Bereich stellt die Trennfugendurchlässigkeit die bestimmende hydraulische Größe dar. Generell nimmt sie mit der Tiefe allmählich ab, weil die Klüfte sich nach unten hin schließen.

Die Untergrenze offener Klüfte vermuten SCHOELLER (1962, S. 42 — 43) für Granite in 60 — 75 m Tiefe und HEITFELD (1965, S. 11) ohne Angabe des Gesteins in maximal 200 m Tiefe. SEILER (1968, S. 46 — 48; 1969, S. 82 — 85) gibt für den saarländischen Buntsandstein an, daß stark wasserführende Klüfte nur noch ausnahmsweise in über 100 m Tiefe vorhanden sind. Im hessischen Buntsandstein trifft diese Beobachtung nicht zu. So erbrachte z. B. der Brunnen IX des Wasserwerkes Brachttal des WBV Kinzig nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. REUL bei 140 m Tiefe 18,5 l/s bei 20,5 m Absenkung, nach Vertiefung auf 190 m 44 l/s bei 18 m Absenkung. Der Brunnen erschloß unter 113 m Basalt, vorbasaltischem Tertiär und Röt bis 144 m Solling-Folge und von 144 — 190 m Spessart-Folge. EISSELE (1966, S. 110) erwähnt im nordschwarzwälder Buntsandstein (Hauptkonglomerat) eine stark wasserführende Kluft (20 l/s) in 116 m Tiefe, KRAUSE (1966, S. 284 — 285) wasserführende Klüfte im Buntsandstein des Neckartales in über 200 m Tiefe und schließlich THURNER (1967, S. 45) wasserführende Klüfte bei 2 — 3 km Überlagerung in Alpentunneln.

Aus geophysikalischen Gründen sind offene Hohlräume noch bis rund 10 km Tiefe möglich, jedoch muß unter Voraussetzung einer geothermischen Tiefenstufe von 35° C je 1000 m in den Kältegebieten der Erde (Jahresisotherme — 20° C) bei mehr als etwa 3400 m Überdeckungsmächtigkeit und in den heißesten Gebieten der Erde (Jahresisotherme + 30° C) bei mehr als etwa 2000 m Überdeckungstiefe Wasser mit Temperaturen über 100° C angetroffen werden, das bei einer Erschließung als Wasser-Wasserdampf-Gemisch zutage käme (NÖRING 1954, S. 196/197).

Die Klüftung ist in der Regel durch tektonische Beanspruchung entstanden und ist, was ihre Reichweite und Kluftweite angeht, von der petrographischen Beschaffenheit, insbesondere der Verformbarkeit der Gesteine und der Art der tektonischen Bewegungen abhängig.

Gesteine, die durch Bruch auf mechanische Beanspruchung reagieren, zeigen eine stärkere Zerklüftung und Lockerung als plastisch verformbare Gesteinstypen. Die Klaffweiten sind in dickeren Bänken größer, hingegen ist die Kluftdichte geringer als in geringmächtigen Bänken sonst petrographisch gleicher Gesteine (HEITFELD 1965, S. 20 — 21; NÖRING 1954, S. 205; UDLUFT 1969, S. 29). EISSELE (1966, S. 106) stellte z. B. im Bereich des Nagoldtales (Nördlicher Schwarzwald) in Tagesaufschlüssen in dem härteren Hauptkonglomerat höhere Werte (Kluftdichte: 63 Klüfte/100 m; Kluftvolumen 0,86 %) gegenüber dem weicheren Mittleren Buntsandstein (59/100 m; 0,65 %) und dem ECKSchen Konglomerat (40/100 m; 0,31 %) fest.

Eine quantitative Untersuchung der tektonischen Elemente und deren Auswirkungen auf die Grundwasserbewegung in Gesteinen des Hunsrückschiefers (vorherrschend Ton-schiefer) und des Unterems (Sandsteine, Quarzite, Grauwacken- und Tonschiefer) im Bereich der Idsteiner Senke (Taunus) (HOFMANN 1969) zeigte die Bedeutung der tektonischen Reaktionsfähigkeit für die Entstehung der Grundwasserwege. Im Bereich des Hunsrückschiefers sind ein Hauptkluftsystem und 2 untergeordnete Kluftzonen ausgebildet. Demgegenüber verteilen sich die wasserwegsamen Klüfte im Unterems auf 6 Kluftsysteme, so daß das Gebirge im Unterems stärker zerrißt und daher etwas besser wasserwegsam ist, wie der Vergleich der Abflußspenden zeigt (Tab. 7).

Tab. 7. Abflußspende im Hunsrückschiefer- und Unteremsgebiet im Bereich der Idsteiner Senke

	Quellendichte	Abflußspenden 1/s km ²	
		Herbst 1967	Herbst 1968
Hunsrückschiefer	1,9	1,3 — 1,67	1,5 — 1,7
Unterems	2,0	1,4 — 1,75	1,45 — 1,8

Besonders intensive Zerklüftung ist an tektonische Bewegungsbahnen geknüpft, wo mehr oder weniger breite Zerrüttungszonen mit einer Vielzahl einzelner Klüfte und Spalten auftreten. Zerrungsbeanspruchung führt eher zu klaffenden Klüften als Pressungsbeanspruchung. Eine Häufung klaffender Klüfte ist in den Umbiegungen von Sätteln und Mulden von Pressungsbiegefalten zu vermuten, wohingegen bei einer Beulungs- oder einer Scherfaltung eine gleichmäßiger verteilte Klüftung zu erwarten ist (NÖRING 1954, S. 200).

Klaffende Klüfte kommen auch im Bereich synthetischer Verwerfungen mit Zerrungsbeanspruchung vor (NÖRING 1954, S. 200). Ein typisches Beispiel hierfür ist die wahrscheinlich prävariscisch angelegte Mittelmeer-Mjösen-Zone (STILLE 1925; RICHTER-BERNBURG 1968, S. 1019 — 1020) mit im wesentlichen N-S-verlaufenden Flexuren, Verwerfungen, Senkungs- und Hebungszonen. Im Hessischen Bergland sind Bewegungen in dieser Zone mindestens seit dem Zechstein nachzuweisen (STILLE 1925, S. 125; MURAWSKI 1960, S. 298 — 300).

Die an die N-S-Richtung geknüpften Zerrungsbewegungen schufen wasserwegsame Systeme auch in dem sonst wenig durchlässigen Grundgebirge. So kann man die Beobachtung von STENGEL-RUTKOWSKI (1968, S. 913) im Rheinischen Schiefergebirge über das bevorzugte Auftreten von Kluftgrundwasser an ungefähr N-S-, ungefähr E-W- und seltener NW-SE- gerichteten Schollengrenzen und Kluftzonen wohl auch auf die Verhältnisse im tieferen Untergrund des Hessischen Berglandes übertragen. Im wesentlichen handelt es sich bei den NNE-SSW-streichenden Schollengrenzen und Spalten um Zerrungsfugen, während die NNW-SSE-streichenden und noch mehr die NE-SW- bzw. NW-SE-streichenden tektonischen Gräben und tektonischen Linien als Zerrungsfugen angelegt sind und in einer späteren Phase überpreßt wurden (MARTINI 1937, S. 109 — 111; RICHTER-BERNBURG 1968, S. 998).

Die Gräben im Hessischen Bergland entstanden im Zusammenhang mit der saxonischen Gebirgsbildung an der Wende Jura/Kreide neben weiträumigen Sattel- und Muldenstrukturen (Solling-Gewölbe (HEDEMANN 1957), Kinzig-Mulde (NÖRING 1961 a, E 5)). Als Beispiel für NNE-SSW-gerichtete tektonische Elemente ist die Weyhersee Grabenzone (LEMKE 1937) zu nennen. Zahlreicher sind die sowohl Zerrungs- als auch Pressungsbeanspruchung unterworfenen Strukturen, von denen z. B. der Fritzlar - Naumburg - Wolfhagener Graben (MARTINI 1937; SEIDEL 1938; MIXTUS 1940) und die Grebensteiner Störungszone (RÖSING 1958, S. 112) NNW-SSE streichen. NE-SW-gerichtet sind der Remsfelder Graben (MIXTUS 1940; HIEKE 1966), der Altmorschen - Hess. Lichtenauer Graben (SCHRÖDER 1925; MIXTUS 1940), der Lauterbach - Großenlüder - Fuldaer Graben (LEMKE 1937). SE-NW verläuft schließlich z. B. der Homberg - Mardorf - Lendorfer Graben, der Sontra-Graben (SCHRÖDER 1925, BOSSE 1931), der Netra-Graben (BOSSE 1931) und der Kasseler Graben (MARTINI 1937).

Die Kluftdichte nimmt auch mit Annäherung an Durchbrüche vulkanischer Gesteine zu, wie UDLUFT (1969, S. 29, 58) an Basaltdurchbrüchen in der Südrhön beobachtet hat.

Die Bankungsfugen, die gleichartige oder verschiedene Gesteinsbänke unterschiedlichster Bankmächtigkeit trennen, werden oft von tonigen, schluffigen oder aus eingeregelten Glimmerblättchen aufgebauten dünnen Einlagen gebildet und besitzen dann eine schlechtere Durchlässigkeit als das übrige Gestein (FOURMARIER 1958, S. 79). Die Bankungsfugen sind, ebenso wie die Schieferungsfugen, im allgemeinen erst für eine Grundwasserbewegung von Bedeutung, wenn sie durch tektonische Beanspruchung geneigt oder steilgestellt und geöffnet sind [Beispiel: Bl. Queck (MATTHESS & THEWS 1963, S. 246/247), Kraghammer Sattel/Bigge (HEITFELD 1965)].

Neben der Klüftung beeinflußt auch das Schichtfallen die Grundwasserfließrichtung, besonders bei der Wechsellagerung durchlässiger und weniger durchlässiger Gesteine. EISSELE (1966, S. 108) fand bei rd. 30 Markierungsversuchen im Buntsandstein des Schwarzwaldes, daß dort der unterirdische Abfluß in etwa 80 % der Fälle dem Schichtfallen folgte, während bei anderen Versuchen die Wirkung der besser wasserwegsamen Kluftzonen erkennbar war.

Bei vulkanischen Gesteinen entstehen Trennfugen bei der Abkühlung und Erstarrung der geschmolzenen Gesteinsmassen. Sie zerlegen das Gestein in Platten oder — häufiger — in polyedrische, meist sechseckige Säulen verschiedensten Durchmessers. Die Trennfugen sind, wie Beobachtungen in Steinbrüchen zeigen, meist durch Mineralausscheidungen oder Lehm geschlossen. In Störungszonen bilden sie aber ein durchlässiges Kluftsystem.

Weitere wichtige, für Vulkangesteine typische Hohlformen sind die Lavahöhlen, die bei oberflächlich erstarrten Lavaströmen entstehen, wenn das noch bewegungsfähige Innere weiterfließt und der Nachschub aufhört. Der zurückbleibende langgestreckte schlauchförmige Hohlraum stellt für das Grundwasser einen bevorzugten Fließweg dar. In Vulkanen entstehen nach Beendigung der Ausbrüche beim Rücksacken der Lava riesige Hohlräume im Inneren des Gebirges. Hohlformen entstehen auch, wenn Bäume von Lava umflossen werden und verbrennen (vgl. KEILHACK 1935, S. 45; DAVIS & DE WIEST 1967, S. 333 — 335).

Die Wasserwegsamkeit von Kluftsystemen hängt außer von der Kluftweite wesentlich davon ab, ob die Klüfte über Kluftkreuze oder geöffnete Bankungsfugen hydraulisch miteinander in Verbindung stehen und schließlich, ob die Klufträume frei sind von Lehm, Ton, mineralischen Ausscheidungen (Quarz, Kalkspat, Aragonit, Erze) und Mylonitmateriale, die u. U. die Klufthohlräume völlig verfüllen bzw. verheilen oder die Verbindungswege zwischen den Trennfugen verstopfen können. Insbesondere Verwerfungen sind oft von einem schlecht wasserleitenden Gesteinszerreibsel erfüllt, was nicht nur für tonige Gesteine (NÖRING 1954, S. 205), sondern auch für Sandsteine gilt, wie dies SEILER (1968, S. 25/26) vom Mittleren Buntsandstein des Saarlandes beschreibt. Die dort beobachteten Abschiebungen weisen durchweg einen lehmigen Kern verschiedener Mächtigkeit (Größenordnung mm — m) auf, an den beidseitig eine z. T. 30 — 40 m breite Zone starker Klüftigkeit anschließt. Eine Beschränkung der Klüftung auf die unmittelbare Umgebung von Störungszonen erwähnt auch THEWS (1967, S. 141) vom Schwerspatbergwerk Grube Christiane bei Rechtenbach (Buntsandstein des Spessarts).

Je nach dem Vernetzungsgrad und dem Grad der Ausfüllung von Klüften kann das Grundwasser ein geschlossenes Netz bilden oder in getrennten Wasserwegen strömen. Dies erklärt, daß in Tunneln und Stollen keine gleichmäßige Verteilung des Sickerwassers vorhanden ist, sondern neben besonders wasserreichen Zonen auch geklüftete Gesteinspartien vorkommen, die wenig oder gar kein Wasser führen (THURNER 1967, S. 92; freundl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. THEWS über Beobachtungen in Trinkwasserstollen der Stadtwerke Wiesbaden AG).

Neben der Verstopfung der Klufträume kommt, auch bei praktisch unlöslichen Gesteinen, eine gewisse Erweiterung des Hohlraumvolumens durch die erodierende Wirkung des fließenden Wassers vor, wie besonders bei bindemittelarmen Sandsteinen beobachtet wird (vgl. KEILHACK 1935, S. 45 — 46).

Es kann im allgemeinen davon ausgegangen werden, daß die Hohlräume unterhalb der großen Vorfluter völlig mit Grundwasser gefüllt sind. Die Gestalt der Grundwasseroberfläche aber hängt von der Ausbildung des Trennfugensystems ab. Nichtklaftende oder nachträglich verfüllte Klüfte, verlehmte Bewegungsbahnen und das Aneinanderstoßen verschieden durchlässiger Schichten können Ursache dafür sein, daß in nahe benachbarten Schollen die Grundwasseroberflächen voneinander unabhängige Höhenlagen aufweisen (STILLE 1903, S. 95 — 98; SEILER 1968, S. 25 — 26).

Verteilung und Größe der Kluftabstände und Kluftweiten und der jeweilige Grundwasservorrat bestimmen die Gestalt der Grundwasseroberfläche. Sie ist umso einfacher, je gleichmäßiger und je geringer die Kluftabstände, je gleichmäßiger die Kluftweiten und je besser die Klüfte vernetzt sind (vgl. KEILHACK 1935, S. 204). Die Ermittlung der Grundwasseroberfläche gibt damit im Festgestein Hinweise auf das Vorhandensein bzw. Fehlen gut geklüfteter Zonen.

Die Bestimmung der Gebirgsdurchlässigkeit kann durch Auswertung von Pumpversuchen erfolgen (vgl. auch 2.0.). Die Anisotropie des Gebirges, gekennzeichnet durch die unregelmäßig verteilten und gerichteten Trennfugen, verursacht eine Deformation des Senkungstrichters um einen Brunnen; dieser Umstand erschwert die Anwendung der auf Darcy beruhenden Berechnungsverfahren, die alle von homogenen isotropen porösen Medien ausgehen, welche aber in der Natur selbst bei Lockergesteinen nicht gegeben sind. In der Natur ermöglichen die durchlässigsten Zonen bevorzugt Wasserbewegung. Je stärker die Deformation des Senkungstrichters ist, desto ungenauere Werte liefert das Berechnungsverfahren. Man kann aber annehmen, daß mit abnehmender Größe der Gesteinsbruchstücke, d. h. mit zunehmender Kluftdichte bzw. abnehmendem Kluftabstand (dm- bis Dekameterbereich), wie sie besonders in der oberflächennahen Auflockerungszone zu erwarten ist, auch in Festgestein eine für eine befriedigende Permeabilitätsbestimmung hinreichende Homogenität für den unmittelbar betroffenen Bereich der jeweiligen Bohrung erreicht ist (vgl. auch SCHOELLER 1962, S. 151).

Beispiele für den Zusammenhang großer Grundwasseraustritte mit Kluftsystemen sind vielfach beschrieben worden, z. B. in der Paderborner Hochfläche von STILLE (1903, S. 75 — 87), in der Frankenberger Bucht von DENCKMANN (1901) und JOHANNSEN (1950, S. 78/79). Das Auftreten von Quellen erlaubt oft tektonische Stö-

rungen zu erkennen, die — besonders beim Fehlen von Vertikal- bzw. Horizontalbewegungen — mit den üblichen geologischen Methoden nur schwierig zu ermitteln sind. In Gebieten mit erhöhter Gebirgsdurchlässigkeit infolge intensiver tektonischer Beanspruchung wird der unterirdische Abfluß begünstigt, so daß diese Gebiete durch eine geringe Gewässerdichte auffallen. Dies trifft für viele hessische Buntsandsteingebiete zu. HEITELE (1968, S. 92) erwähnt die abflußmindernde Wirkung einiger Störungen, die das Einzugsgebiet des Wieschbaches/Saarland queren und zum bevorzugten Abfluß des Wassers der Hochflächen in den Spaltensystemen des Buntsandsteins führen.

Tektonische Gräben üben bei Vorliegen guter Durchlässigkeit eine Dränwirkung auf das Grundwasser aus, wenn sie durch tiefe orographische Lage eine Vorfluterzone für das Grundwasser darstellen. In geringerem Maße gilt dies auch für den Fall, daß der Graben tief eingeschnittene, als Vorfluter wirkende Täler schneidet. In diesem Falle werden an die Gräben gebundene Grundwasseraustritte sowohl über Quellen als auch direkt in die Vorfluter auftreten. Andererseits können aber auch Grundwassersperrer in Grabenbereichen gegen gute Grundwasserleiter stoßen und das in diesen fließende Grundwasser zum Austreten zwingen. Insgesamt sind für diese Gebiete, soweit gut durchlässige Gesteine als Grabenfüllung auftreten (im Hessischen Bergland z. B. Gesteine des Muschelkalks und des Buntsandsteins) höhere Grundwasserspenden zu erwarten. MATTHESS (1964, E 88) fand bei Auswertung von Abflußwerten des Trockenjahres 1959 höhere Spenden (4,0, 8,5 und 10,5 l/s km²) im Fuldatale südlich Kämmerzell und (2,3 l/s km²) im Unter- und Mittellauf der Lüder im Bereich des Großenlüderer und des Fuldaer Grabens, die deutlich über der damaligen mittleren Spende des Hessischen Berglandes (1,5 l/s km²) liegen. Auch in den Bereichen des Kasseler Grabens und des Altmorschen-Hess.-Lichtenauer Grabens waren höhere Spenden festzustellen (2,9; 2,3 und 2,2 l/s km²), ebenso nordwestlich von Fritzlar im Gebiet des Fritzlar-Naumburg-Wolfhagener Grabens (2,9 und 2,1 l/s km²).

Auch MEINCKE (1967, S. 402/403) weist auf die hydrogeologische Wirkung des Schlotheimer Grabens und anderer Störungszonen im Thüringer Becken hin, die von ihm als „Permeabilitätsbarrieren“ bezeichnet werden. In einigen Fällen stellt er einen durch diese Störungen verursachten örtlichen Grundwasseraufstieg fest (im Hainich), in anderen Fällen schließt er auf die Wirkung der tektonischen Störungen aus den Änderungen der Drücke und der Wasserbeschaffenheit.

Gebunden an Störungszonen, besonders an Schnittstellen von verschieden gerichteten Störungszonen, können infolge der dort tieferreichenden Wasserbewegung Wässer abweichender chemischer oder physikalischer Beschaffenheit zutage treten. Es ist dabei nicht nur an die Mineral- und Thermalwässer zu denken, vielmehr kommen auch weniger auffällige Abweichungen der Wasserbeschaffenheit in Frage, die — wie im Gebiet der Blätter 5223 Queck (MATTHESS & THEWS 1963, S. 261) und 5124 Bad Hersfeld (MATTHESS 1967 a, S. 175) — durch gegenüber den Grundwässern der Umgebung erhöhte Härten oder erhöhte Sulfatgehalte auf das Vorhandensein von Störungszonen mit erhöhter Wasserwegsamkeit hinweisen. Es erscheint durch möglichst vollständige Erfassung wasserchemischer Daten möglich, das Vorhandensein von Störungszonen nachzuweisen und auf diese Art zur Ergänzung und Verbesserung der geologischen Karte beizutragen.

Die in den Störungszonen sich bewegenden aszendenten und deszendenten Wässer können auf das Gestein einwirken, dieses bleichen oder mit Erzen imprägnieren. Als Beispiel sei die an Störungen gebundene „Bleichung“, Vertonung und Imprägnation mit Uran- und Kupfermineralien von Gesteinen des Unteren Buntsandsteins auf Bl. Mengeringhausen und Korbach (KULICK 1968, S. 124) genannt.

Kohlensäurehaltige bzw. höher mineralisierte Wässer, die auch die Sandsteine und zwischengelagerten Tonsteine des Buntsandsteins bleichen und kaolinisieren, werden von HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI (1964, S. 19 — 21) im Lahntal im Bereich eines etwa N-S-gerichteten Störungsbündels parallel dem Abbruch vom Schiefergebirge zum Triasvorland, in der Umgebung des Rauschenberger Horstes bis nach Schönstadt, im Bereich vom Südostteil des Amöneburger Beckens und weiter nordöstlich bis in das Ziegenhainer Becken sowie im Schwalmtal beschrieben. Sie sind an Gebiete erhöhter tektonischer Beanspruchung geknüpft. Die Kohlensäureaufstiege können mit MURAWSKI (1960, S. 301) als postvulkanische Erscheinungen gedeutet werden.

Ähnliche Bleichungen sind im Rheinischen Schiefergebirge im Bereich der Idsteiner Senke (Taunus), im Rotliegenden bei Bad Vilbel und im Buntsandstein bei Bergheim und Selters, Kreis Büdingen, am Südrand des Vogelsberges, wo Säuerlinge in unmittelbarer Nachbarschaft austreten oder kohlensäureführende Spalten und — bei Selters — Basaltdurchbrüche (Ortenberg) in der Nähe liegen, bekannt (HÖLTING & STENGEL-RUTKOWSKI 1964, S. 21).

Das Auftreten erhöhter CO₂-Konzentrationen im Wasser und in der Bodenluft ist so typisch, daß es zur Ortung von Störungszonen verwendet werden kann (BUDDE & KAPPELMAYER 1961).

Der im Untersuchungsgebiet maximal mehr als 1200 m mächtige Buntsandstein besteht mit Ausnahme des von vorwiegend pelitischen Sedimenten aufgebauten Bröckelschiefers des Unteren Buntsandsteins und des Röt des Oberen Buntsandsteins aus einem Wechsel von durchlässigen, infolge ihrer Sprödigkeit stärker geklüfteten Sandsteinen und wenig durchlässigen, schlecht geklüfteten Tonsteinen bzw. Tonstein-Sandstein-Wechselfolgen. Dadurch ist er, besonders im Unteren und Mittleren Buntsandstein, örtlich in Stockwerke gegliedert. Schwebende Stockwerke speisen Schichtquellen mehr oder minder hoch über der Talsohle. Ein großer Teil des Grundwassers versinkt jedoch auf das tiefer liegende zusammenhängende Grundwasserstockwerk, dessen Grundwasserspiegelhöhe von den großen Vorflutern bestimmt wird. Die Wirkung eingeschalteter Tonsteinlagen zeigt sich besonders deutlich beim Vergleich zwischen der weitgehend von Tonsteinlagen freien Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins, in der im allgemeinen wenige Quellen auftreten, mit den Schichten des Unteren und Mittleren Buntsandsteins, in denen durch ihre Gliederung in Sandsteinpakete und Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen mehrere Grundwasserstockwerke und zahlreiche Quellen zu beobachten sind.

Den nutzbaren Hohlraumgehalt der Trennfugen schätzen MATTHESS & THEWS (1963, S. 246 — 247) aufgrund von Beobachtungen in Steinbrüchen und unter Beachtung der Spiegelschwankungen einer Grundwasserstandsmeßstelle im Buntsandstein von Bl. 5223 Queck auf höchstens 1 — 2 %. Für den oberflächennahen Bereich (bis

80 — 100 m Tiefe) gibt UDLUFT (1969, S. 30/31, 58) für den Buntsandstein der Südrhön Kluftvolumina von im Mittel 0,2 — 0,6 % an. In tieferen Bereichen schätzt er das Kluftvolumen auf < 0,1 % mit Ausnahme der Umgebung von Störungszonen und von Basaltdurchbrüchen, wo Kluftvolumina bis 5 % erreicht werden können. SEILER (1968) nimmt im saarländischen Buntsandstein ein Kluftvolumen von 0,1 — 1 % an, während EISSELE (1966, S. 106) im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes auf einen Wert in der Größenordnung um 0,1 % schließt.

Allgemein gilt auch, daß in Gesteinen, die arm an Kluftvolumen sind, zwar zahlreiche, aber geringschüttende Quellen auftreten [Beispiele: mürbe, bindemittelarme Sandsteine des ECKSchen Konglomerates (EISSELE 1966, S. 108); Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins auf Bl. 5223 Queck], während in gut durchlässigen Gesteinspartien bevorzugt Bachschwinden auftreten [Beispiele: harte, oft verkieselte und grobgebankte Sandsteine des Hauptkonglomerates im Buntsandstein des Nordschwarzwaldes (EISSELE 1966, S. 108); Sandstein-Schichten des Mittleren Buntsandsteins auf Bl. 5223 Queck (MATTHESS & THEWS 1963, S. 252)].

Färb- und Salzungsversuche zur Ermittlung der Abstandsgeschwindigkeiten liegen aus nichtverkarsteten Kluftgrundwasserleitern nur relativ wenige vor (EISSELE 1963, 1966; MATTHESS & SCHMITT 1967, SCHULZ 1957, SEILER 1968; Tab. 8), die Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 0,3 und 9,2 cm/s an Quellen und Brunnen ermittelten. Diese Werte liegen durchaus im Streubereich der bei Markierungsversuchen in Karstgesteinen ermittelten Geschwindigkeiten (vgl. S. 67). Bei Messungen im Buntsandstein des Schwarzwaldes (EISSELE 1966, S. 108 — 109) wurden jeweils Höchstwerte der Abstandsgeschwindigkeit (bezogen auf das Eintreffen erster Farb- oder Salzspuren am Kontrollpunkt) zwischen 0,3 und 8,3 cm/s gefunden, wobei diese Extremwerte als Ausnahmen zu betrachten sind. Ca. 50 % der Werte liegen zwischen 1,4 und 4,2 cm/s, das rechnerische Mittel beträgt 3,5 cm/s. EISSELE bezeichnet diesen Wert als repräsentativen Mittelwert für unterirdische Fließgeschwindigkeiten in klüftigem Sandstein unter Mittelgebirgsverhältnissen bei mittlerer Wasserführung. Die Abstandsgeschwindigkeit hängt außer vom Fließweg und vom Gefälle von der Wassermenge und von der Kontinuität des Abflusses ab, wobei die hohen Werte (> 5,5 cm/s) in der Regel in Zeiten erhöhter Wasserführung oder an stark schüttenden Quellen gemessen wurden. Bei den niedrigen Geschwindigkeiten (< 1,4 cm/s) sind in einigen Fällen Teilstrecken in Porengrundwasserleitern zurückgelegt. Die Abhängigkeit der Abstandsgeschwindigkeit von der Wassermenge deutet EISSELE entsprechend dem Verhalten kleiner Vorfluter bei Niedrigwasser, bei denen das Gefälle des Tales in zahllose kleine Abschnitte mit fast fehlendem Gefälle und anschließendem Absturz zerlegt ist. Dadurch wird der eingegebene Markierungsstoff verschiedenartigen Verdünnungsvorgängen ausgesetzt, beispielsweise vorübergehend in strömungsschwachen Abschnitten gespeichert und durch einsetzende Niederschläge erneut mobilisiert. Dieses Verhalten kann auch bei der Markierung des Kluftgrundwassers beobachtet werden. Die Abhängigkeit der Abstandsgeschwindigkeit vom Gefälle wird durch die obigen Beziehungen weit überdeckt.

Eine Vorstellung über die Abstandsgeschwindigkeit in tieferen Grundwasserstöcken lieferten Tritiumaltersbestimmungen von Brunnenwässern im Schluhterner Becken. In dem durch überlagernde wenig wasser durchlässige Ton-Schluffstein-Serien

Tab. 8. Abstandsgeschwindigkeiten in Kluftgrundwasserleitern

Ort	Gefälle ‰	Abstandsges- schwindigkeit ⁶⁾ cm/s	Geologisches Alter	Markierungs- stoff	Literatur
Rothenberg/ Odenwald	157 — 140	0,7 — 0,9	Buntsandstein	Uranin	MATTHESS & SCHMITT 1967
Martinsmoos, Württemberg	6	(3,3) 1,2	Mittlerer Buntsandstein	NaCl	EISSELE 1963

des Röt gespannten Grundwasser wurden Abstandsgeschwindigkeiten zwischen 30 und 60 cm/Tag ($3,5 \cdot 10^{-4}$ — $7 \cdot 10^{-4}$ cm/s) ermittelt (MATTHESS, THILO, ROETHER & MÜNNICH 1968).

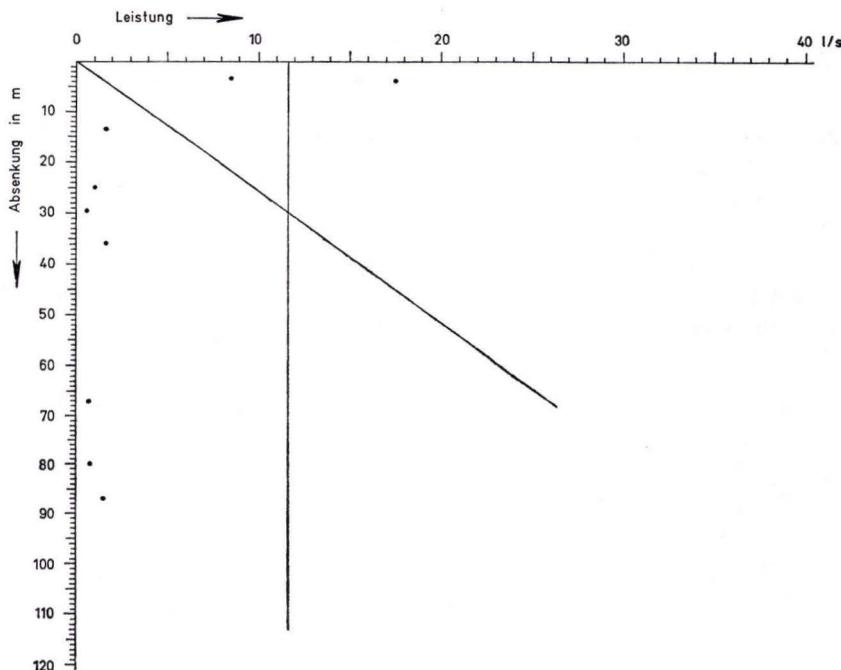


Abb. 8. Leistungsdiagramme von Brunnen im Rheinischen Schiefergebirge (Nordhessen).

⁶⁾ Der eingeklammerte Wert bezieht sich auf das Eintreffen erster Farb- oder Salzspuren, die übrigen Abstandsgeschwindigkeiten sind auf das Eintreffen des Maximums des Markierungsstoffes bezogen.

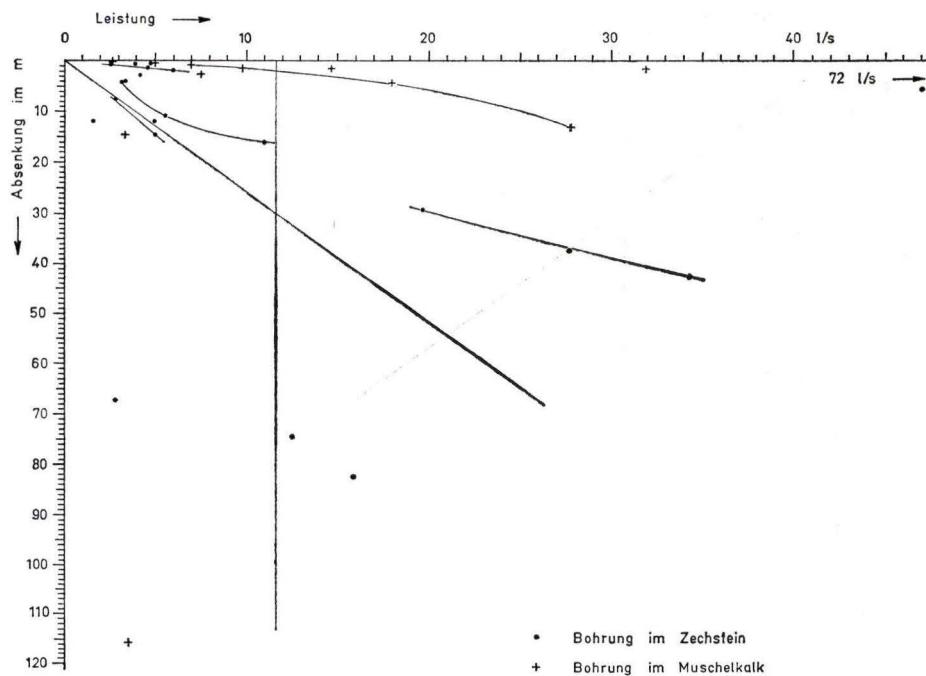


Abb. 9. Leistungsdiagramme von Brunnen im Zechstein und Muschelkalk (Nordhessen).

Das häufig beobachtete rasche Ansprechen von Quellen in Kluftgrundwasserleitern des Buntsandsteins auf Niederschläge ist auf die hohen Sickergeschwindigkeiten in diesen Schichten zurückzuführen, besonders wenn diese von sandigen Böden mit Grobschutt bedeckt sind, wobei das Sickerwasser rasch in der oberflächennahen Auflockerungszone versickern und dem Grundwasser zufließen kann.

Als Eindringgeschwindigkeit eines Starkregens des Hurrikans „Cloe“ am 21. 9. 1967 ermittelte HEITELE (1968, S. 29 — 32) 2,9 m/Tag in sandigen Verwitterungsschichten des saarländischen Buntsandsteins. (Dieser Wert stimmt größtenteils mit der im Lysimeter Ludweiler gemessenen Sickergeschwindigkeit von 2,7 m/Tag überein.) (HEITELE 1968, S. 32.)

Hinweise auf die in einzelnen Gesteinsfolgen bestehende Gebirgsdurchlässigkeit gibt die Zusammenstellung der Ergebnisse von Felsbohrungen im Untersuchungsgebiet Nordhessen (s. Abb. 1) und im Vogelsberg (Abb. 14 und 15), zusammengestellt aus Unterlagen des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung. In die folgende Tab. 9 sind nur solche Bohrungen aufgenommen worden, die ihr Wasser aus klüftigen Festgesteinen erhalten.

In den Brunnencharakteristiken (Abb. 8 — 13) sind Leistung und Absenkung der Brunnen und, soweit vorhanden, auch die Leistungs-Absenkungskurven der Brunnen

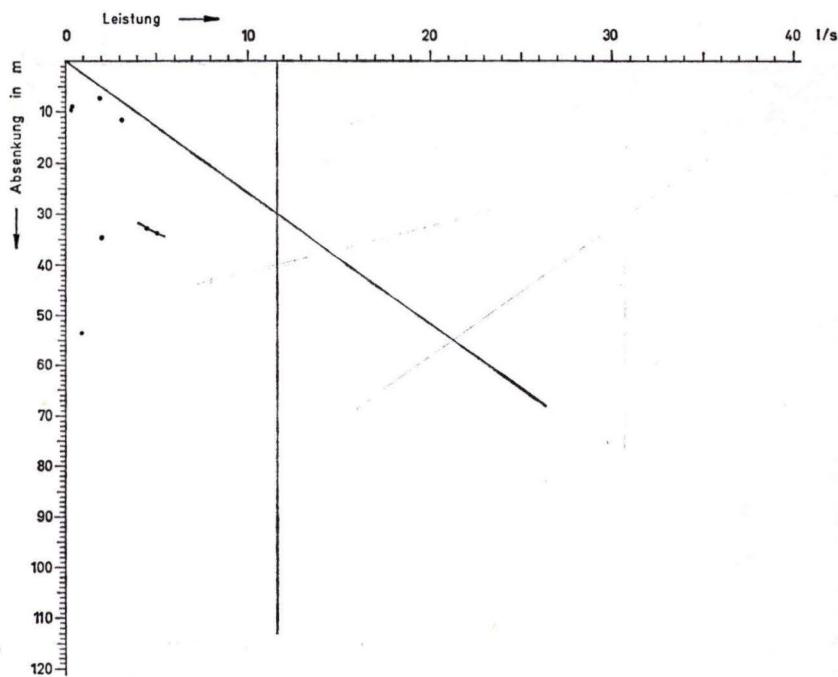


Abb. 10. Leistungsdiagramme von Brunnen im Unteren Buntsandstein (Nordhessen).

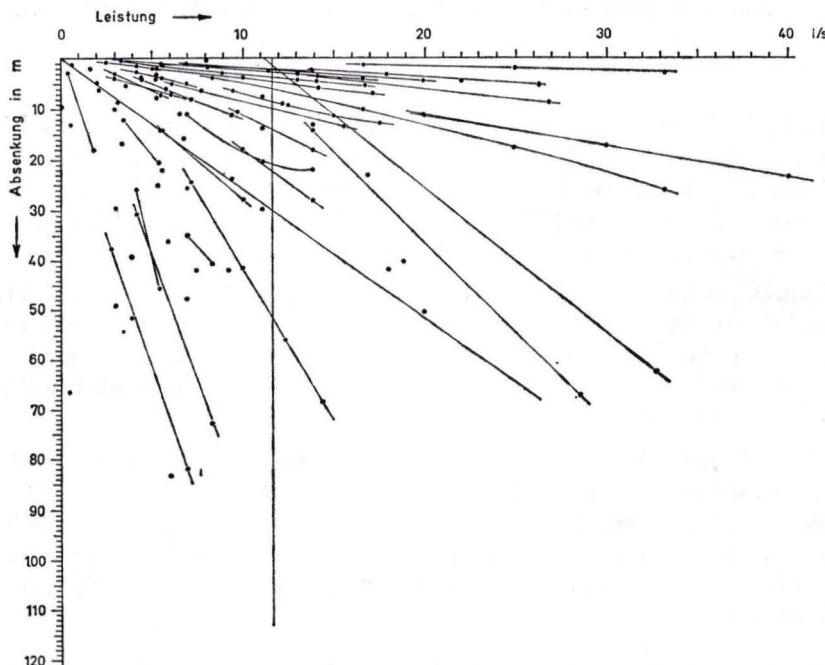


Abb. 11. Leistungsdiagramme von Brunnen im Mittleren Buntsandstein (Nordhessen).

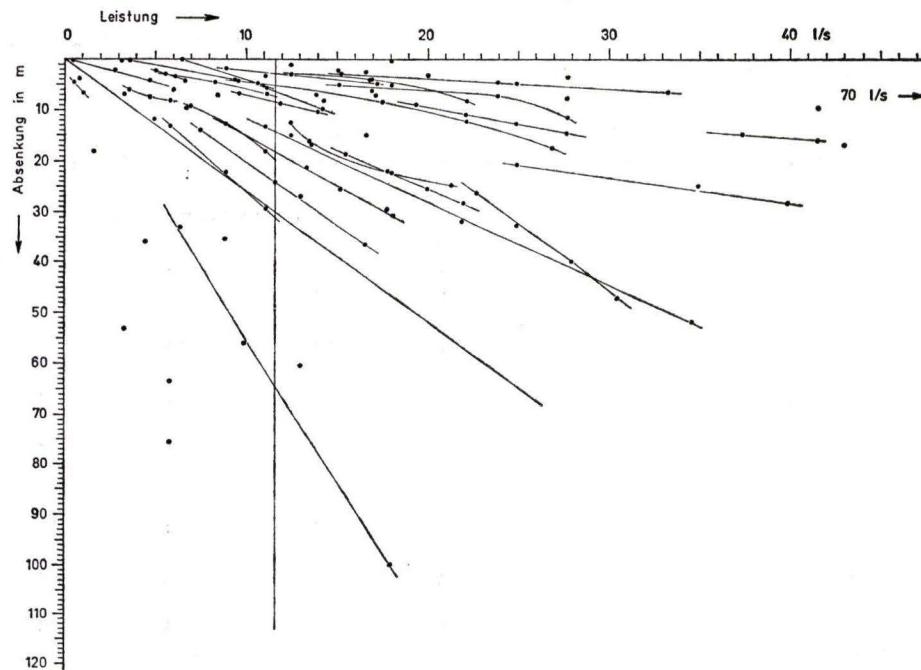


Abb. 12. Leistungsdiagramme von Brunnen in der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins (Nordhessen).

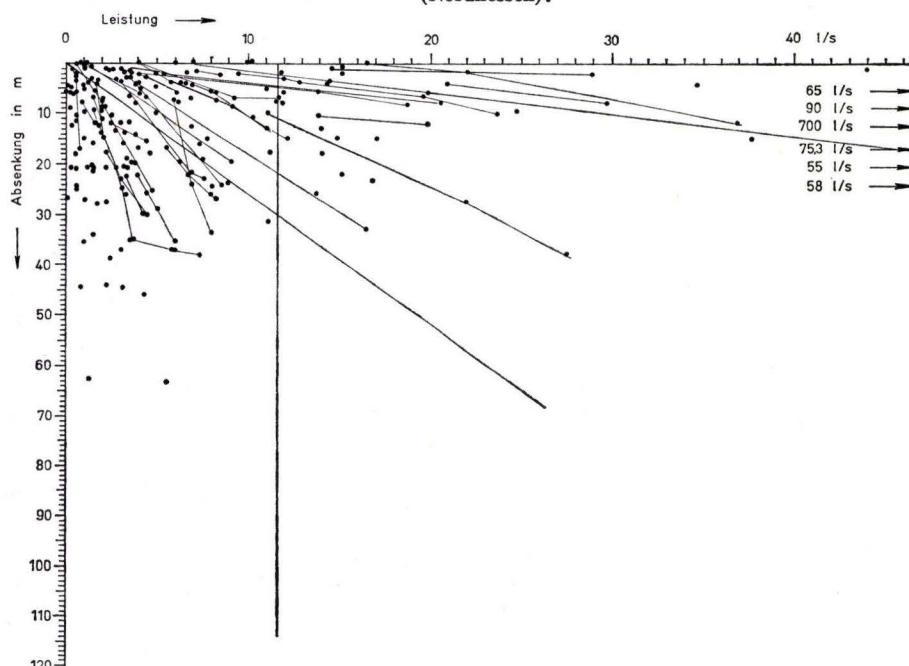


Abb. 13. Leistungsdiagramme von Brunnen im Basalt (Vogelsberg).

dargestellt. Hierbei wurden nur die Pumpversuchsergebnisse, nicht die Angaben über die im Dauerbetrieb geförderten Wassermengen zugrunde gelegt.

Tab. 9. Brunnenleistungen in verschiedenen hydrogeologisch-stratigraphischen Einheiten

	1000 m ³ /Tag		Anzahl der Brunnen	
	> 1	< 8	> 2	< 7
Schiefergebirge (Nordhessen)				
Zechstein (Nordhessen)	5	10	10	5
Unterer Buntsandstein (Nordhessen)	—	8	—	8
Mittlerer Buntsandstein (Nordhessen)	25	50	47	28
Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins (Nordhessen)	42	25	54	13
Muschelkalk (Nordhessen)	3	5	6	2
Basalt (Vogelsberg)	38	136	85	89

Wie Tab. 9 zeigt, sind die Gesteine des hier betrachteten 571,2 km² großen Teiles des Rheinischen Schiefergebirges im kompakten Zustand sehr schlecht wasserwegsam. Es handelt sich um graue und bunte Schiefer des Gotlandiums, um Tonschiefer, sandige Tonschiefer, Sandsteine, Grauwacken und Quarzite, untergeordnet auch Kalksteine und Vulkanite (Diabase, Keratophyre, Tuffe) des Devons, Tonschiefer, Grauwacken, Quarzite, untergeordnet Kieselschiefer und selten Kalksteine des Unterkarbons. In diesen Gesteinen ist die Grundwasserbewegung auf die Klüfte und gegebenenfalls auf die oberflächennahe Auflockerungszone beschränkt (vgl. 2.2.1. und 2.2.2.).

Nur 2 Brunnen, die ihr Wasser aus verkarsteten paläozoischen Kalksteinen fördern, weisen eine beachtliche Leistung auf. Die übrigen Brunnen, die in Gesteinen paläozoischen Alters niedergebracht wurden, zeigen eine sehr niedrige, unwirtschaftliche Leistung (vgl. Tab. 9). Hinzu kommt, daß eine erhebliche Zahl von Versuchs- und Brunnenbohrungen aufgegeben werden mußten, da deren Leistung völlig unbefriedigend war. Die vorwiegend karbonatischen Gesteine des Zechsteins und des Muschelkalkes zeigen günstige Leistungen (Tab. 9, Abb. 8 u. 9).

Auch für die vorwiegend klastischen Gesteine des Buntsandsteins (Tab. 9, Abb. 10—12) ist eine deutliche Abhängigkeit der Erschließungsergebnisse von den stratigraphischen Einheiten festzustellen. Besonders günstig sind die Verhältnisse in der Solling-Folge (mit ca. 67 % aller Bohrungen $> 0,386 \text{ l/s m}$) und im Mittleren Buntsandstein (mit ca. 58 % aller Bohrungen $> 0,386 \text{ l/s m}$). Besonders gute Ergiebigkeiten sind an die Störungszonen gebunden, so das Wasserwerk Haarhausen an ein vorzugsweise NW-SSE bzw. NNE-SSW gerichtetes Störungssystem (JOHANNSEN 1950, S. 16—

18). Das ungünstige Bild der Brunnenleistungen im Unteren Buntsandstein erklärt sich z. T. aus der sehr geringen Zahl der Brunnen, die kein Urteil zuläßt, z. T. wird hier die Schwierigkeit deutlich, erfolgreiche Bohrungen in kluftreichen, wasserführenden Zonen anzusetzen. Andererseits sind östlich und südlich des Untersuchungsgebietes Nordhessen mehrere erfolgreiche Bohrungen bekannt, die die Möglichkeiten der Grundwassererschließung im Unteren Buntsandstein bei Vorliegen tektonischer, einschließlich subrosionstektonischer Zerklüftung günstiger erscheinen lassen.

Die Brunnen in den vulkanischen Gesteinen des Vogelsberges weisen außerordentlich verschiedene Leistungen von trockenen Fehlbohrungen bis zu sehr leistungsfähigen Bohrungen auf. Als extremes Beispiel ist der Brunnen 16 des ZOV am Wasserwerk Inheiden zu nennen, der bei einer Leistung von 700 l/s eine Absenkung von 8,50 m aufweist (frdl. mündliche Mitteilung von Herrn Dr. E. SCHENK, Geologische Forschungsstelle des ZOV, Hungen). Die örtlich ungewöhnlich großen Hohlräume im Basalt verursachen eine hohe Beweglichkeit des Grundwassers, so daß das Brunnenwasser

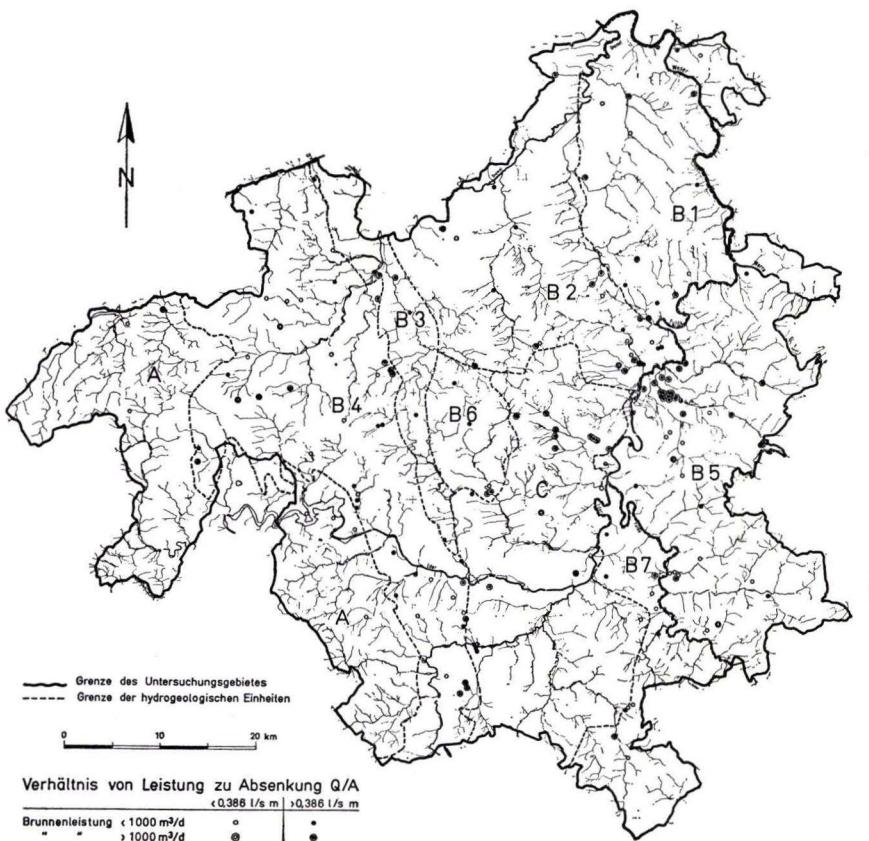


Abb. 14. Lage und Leistung von Brunnen im Untersuchungsgebiet Nordhessen.

in Inheiden auf seismische Wellen reagiert (MÜGGE 1956). Fernsehaufnahmen, die bei Voruntersuchungen an den o. g. 2 Talsperrenprojekten (S. 38) ausgeführt wurden, zeigten, daß die Klüfte im Basalt oberflächennah meist verlehmt, in der Tiefe dagegen offen sind. Bei den Wasserabpreßversuchen stellte es sich heraus, daß die stark klüftigen Basalte meist hohe Wasseraufnahmen aufweisen, während die Tuffe sich als wenig durchlässig erwiesen. Eine ausreichende Abdichtung des Untergrundes durch Injizieren von Wasser-Zement-Suspensionen ist nur schwer zu erreichen. In einem Falle konnte nach Einpressung von 121 560 kg Zement in eine Gruppe von 3 Injektionsbohrungen, entsprechend 1 105,9 kg je m, keine ausreichende Abdichtung im Untergrund erreicht werden (Tab. 9, Abb. 13).

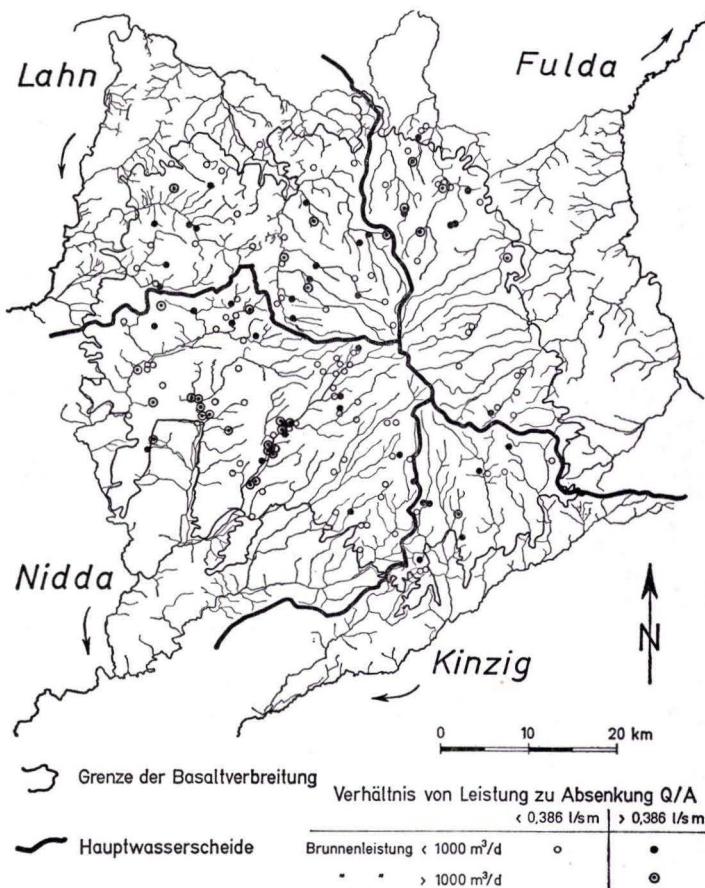


Abb. 15. Lage und Leistung von Brunnen im Basalt des Vogelsberges.

2.2.3. Verkarstung

Bei Kluftgrundwasserleitern, die überwiegend oder ganz aus wasserlöslichen Komponenten bestehen, können die durch Tektonik, Materialunterschiede oder Gebirgsentspannung entstandenen Trennfugen durch die Lösungswirkung des Grundwassers erweitert werden.

Zu diesen wasserlöslichen Festgesteinen gehören:

1. die Karbonatgesteine (Kalkstein, Dolomitstein),
2. die Sulfatgesteine (Gipsstein, Anhydritstein),
3. die Salzgesteine (Steinsalz, Kalisalze).

Die Karbonat- und Sulfatgesteine zeigen die typischen Erscheinungen der Verkarstung. Die Auflösung der Salzgesteine wird im Zusammenhang mit der Subrosion behandelt (Abschn. 2.2.4.).

Die Löslichkeit von Sulfatgesteinen in reinem Wasser ist beträchtlich höher als die von Karbonatgesteinen (Tab. 10). Die Löslichkeit wird im allgemeinen durch die Gegenwart von Elektrolyten mit anderen Ionen vergrößert, wohingegen die Gegenwart gleichartiger Ionen die Löslichkeit herabsetzt, soweit keine Komplexbildung eintritt.

Tab. 10. Löslichkeit von Gips und Kalziumkarbonat in Wasser
(nach D'ANS & LAX 1967)

Bodenkörper	Löslichkeit in g/1000 g H ₂ O bei einer Temperatur von		
	0° C	10° C	20° C
CaSO ₄ · 2H ₂ O	1,76	1,925	2,036
CaCO ₃ (Aragonit)			1,5 · 10 ⁻²
(Kalkspat)			1,4 · 10 ⁻²

Wesentlich höher ist die Löslichkeit der Karbonate in Gegenwart von freier Kohlensäure im T-abhängigen Gleichgewichtssystem CaCO₃—Ca(HCO₃)₂—Ca²⁺—HCO₃[—]—CO₃^{2—}—CO₂ (vgl. TILLMANS 1932, HÄSSELBARTH 1963). Die Steigerung der Löslichkeit von CaCO₃ bei Gegenwart von freier Kohlensäure wird dadurch deutlich, daß in bei Atmosphärendruck mit CO₂-gesättigtem Wasser bei 0° C 1,56 g CaCO₃/l und bei 15° C 1,175 g/l gelöst werden können (LANDOLT-BÖRNSTEIN 1923, S. 641).

Infolge der Temperaturabhängigkeit der chemischen Gleichgewichte und der Diffusionsvorgänge ist eine Klimaabhängigkeit der Verkarstung feststellbar (BÖGLI 1969, S. 397). Die zur Karbonatlösung benötigte freie CO₂ stammt aus verschiedenen Quellen:

1. CO₂ aus der Atmosphäre im Regenwasser.

2. CO_2 aus der Bodenluft im Sickerwasser. In der Bodenluft ist aufgrund der Wurzelatmung höherer Pflanzen und der mikrobiellen Zersetzung organischer Substanzen eine Erhöhung der CO_2 -Konzentration um den Faktor 100 gegenüber der Atmosphäre zu beobachten. In einem extremen Fall wurden 25 % CO_2 in der Bodenluft festgestellt (NÖRING et al. 1968). Anreicherungen dieser Art sind allerdings nur bei verhältnismäßig geringer Bodenluftbewegung und behindertem Gas austausch mit der freien Atmosphäre zu erwarten. In gut bewetterten Höhlensystemen treten daher auch keine wesentlich gegenüber den unteren Luftsichten der freien Atmosphäre erhöhten CO_2 -Werte in der Bodenluft auf (vgl. BÖGLI 1969, S. 397).
3. CO_2 aus vulkanischer Exhalation. Diese Vorkommen sind seltener und meist örtlich auf Störungszonen im Bereich endogener Unruhe begrenzt.
4. CO_2 , das bei der Mischung von Grundwässern verschiedener Härte frei wird (TILLMANS 1932; ZEHENDER, STUMM & FISCHER 1956; BÖGLI 1964; 1969, S. 397).
5. CO_2 , das bei der Entfernung von Ca^{2+} -Ionen durch Ionenaustauschvorgänge nicht mehr als „zugehörige freie CO_2 “ benötigt wird und also als aggressive CO_2 auftreten kann (SCHWILLE 1953, S. 328; 1955, S. 17).
6. CO_2 als Spaltprodukt beim Inkohlungsprozeß (Torf-Braunkohle-Steinkohle-Anthrazit) (KREJCI-Graf 1934, S. 251, 288).
7. CO_2 aus der aeroben und anaeroben bakteriellen Oxydation in Erdöl- und Erdgas-führenden Schichten (KREJCI-Graf 1930, S. 15; 1934, S. 263/264, 288/289; 1963, S. 19; DAVIS 1967, S. 152/153).
8. CO_2 aus der Einwirkung von Humussäuren oder von Mineralsäuren auf Karbonate. Unter den Mineralsäuren kommt insbesondere die Schwefelsäure in Frage, die bei der Oxydation von Sulfiden im Bereich sauerstoffhaltiger Grundwässer auftreten kann.
9. CO_2 , das freigesetzt wird, wenn Calcium- und Hydrogenkarbonat-Ionen bei pH- und pT-Änderungen im Wasser als Calciumkarbonat ausfallen.
10. CO_2 aus der Einwirkung von Natrium-Hydrogenkarbonat-Wässern auf gipshaltige Gesteine.

Die Auflösung der Karbonat- und Sulfatgesteine geht im allgemeinen von Klüften und Schichtfugen aus und erweitert diese zu Karstgerinnen, die aus Spalten, Röhren- und Höhlenwasserwegen von verschiedenster Gestalt und Größe bestehen. Glatte Kluftflächen, insbesondere Harnische, können der Auflösung widerstehen, während das daneben anstehende, tektonisch beanspruchte Gestein bevorzugt entfernt wird (BÖGLI 1969, S. 403). Gelegentlich entstehen jedoch in besonders porösen Gesteinen mit erheblicher Gesteinsdurchlässigkeit auch Lösungskanäle unabhängig vom System der

Trennfugen (SCHOELLER 1962, S. 143 — 144). Die horizontale Erweiterung der Hohlräume ist meist an die Oberfläche wassersperrender Zwischenlagen (Tone, Mergel) gebunden, die zur Ausbildung weitverzweigter und verästelter Höhlensysteme führen kann. Die Intensität der Verkarstung wird beeinflußt von der Kluftdichte und deren räumlicher Verteilung, von stofflichen Unterschieden der Gesteine, von eingeschalteten Lagen von Tonsteinen oder Hornsteinen sowie von der primären Gesteinsdurchlässigkeit. Ob für die Grundwasserbewegung mehr die Auflösung entlang von Schichtfugen (BÖGLI 1969, S. 339 — 402; DAVIS & DE WIEST 1967, S. 361) oder die entlang von vertikalen Trennfugen (LEHMANN 1932, S. 17; FINK 1967) von Bedeutung ist, wird von den örtlichen tektonischen Verhältnissen, der Schichtfolge und von der nachträglichen Abdichtung der Lösungshohlräume durch Tone und Höhlenlehme abhängen. Für die Erschließung von Grundwasser sind horizontale Klüfte bedeutungsvoll, da sie durch Brunnen eher anzutreffen sind als vertikale Kluftsysteme. Stoffliche Unterschiede beeinflussen ebenfalls die Verkarstung. Reinere Kalksteine und Dolomitsteine neigen eher zur Auflösung als ton- und kieselsäurereiche (KEILHACK 1935, S. 46). Besonders zur Verkarstung neigen Karbonatgesteine mit mehr als 90 % CaCO₃ (CASTANY 1963, S. 552/553). Bei mehr tonigen oder sandigen Gesteinstypen wird der Kalk nur angelöst, so daß ein mehr oder weniger poröses Gesteinsgerüst mit einer erhöhten Durchlässigkeit, aber keine Karsthohlräume entstehen (HEITFELD 1967 b, S. 141/142). Der Tonanteil kann die Karstentwicklung durch Ablagern in den Hohlräumen und Verstopfen der Fließwege beeinflussen (CASTANY 1963, S. 553).

Die Karsthohlräume bleiben bei Versenkung in größere Tiefe unter der Auflast von 4000 m und mehr jüngerer Sedimente erhalten (HEITFELD 1965, S. 22; MIETENS 1966). NÖRING (1954, S. 197) erwähnt Beispiele aus 730 m unter NN in Arizona und in 1200 m Tiefe am Witwatersrand, GRAULICH (1954, S. 114) aus 1000 m Tiefe in Wépion (Belgien) und FOURMARIER (1958, S. 37) aus mehr als 2174 m Tiefe bei Turnhout (Belgien).

Die Bindung der Grundwasserbewegung und der damit verknüpften Auflösungerscheinungen an die Klüftung zeigt sich auch an der Ausrichtung von Höhlensystemen nach den vorherrschenden tektonischen Linien, wie dies z. B. von der Dachstein-Mammuthöhle, von der Dachstein-Rieseneishöhle bei Obertraun und von der Lurgrotte bei Graz bekannt ist (THURNER 1967, S. 55). Höhlen können sich über dem geschlossenen Grundwasserspiegel, aber auch unter diesem Niveau bilden. Aufgrund der Verteilung der Äquipotentialflächen bewegt sich das Grundwasser auch in größerer Tiefe (DAVIS 1930, S. 548 — 550). Beim Vorhandensein aggressiver, ungesättigter Wasser, wie sie BACK (1963, S. 51) aus einer Tiefe von 270 m beschreibt, kann es auch in größerer Tiefe zur Verkarstung, insbesondere zur Höhlenbildung kommen (vgl. auch FOURMARIER 1958, S. 92). Die größte Fließgeschwindigkeit tritt aufgrund der Verdichtung der Äquipotentiallinien nahe der Grundwasseroberfläche und nahe dem Austrittspunkt auf. Daher ist dort eine besonders intensive Lösung und Verkarstung des Gesteins zu erwarten. BÖGLI (1969, S. 403 — 404) weist auf die typische Vernetzung der Karstgerinne über Schichtfugen und Klüfte in Höhlensystemen hin, die unterhalb der geschlossenen Grundwasseroberfläche entstanden sind, während im Bereich schw-

bender Grundwasservorkommen lineare Formen (Cañons, Schluchtgänge und -spalten) typisch sind und Querverbindungen auf die Bereiche sich kreuzender Kluftscharen beschränkt sind. Die auf den Kluftzonen bevorzugt erfolgende Verkarstung zeigt sich im Auftreten von Dolinenreihen, wie sie STILLE (1903, S. 66, 75/76) von der Paderborner Hochfläche und WEIDENBACH (1957, S. 31/32; 1960, S. 182) vom Gebiet der oberen Brenz und des oberen Kocher beschreiben. Sie erlauben den Nachweis von Störungszonen auch dann, wenn wegen fehlender bzw. zu geringer Vertikal- oder Horizontalbewegungen eine tektonische Linie nicht auskariert werden kann.

Die Abhängigkeit der Verkarstungerscheinungen und damit auch der Grundwasserbewegung vom tektonisch entstandenen Kluftsystem zeigten auch die Ergebnisse eines Triftversuches mit gefärbten Sporen des Keulenbärlapps *Lycopodium clavatum* in den Zechsteinschichten der Korbacher Bucht/Waldeck (HÖLTING & MATTHESS 1963).

Der Anteil der verkarstungsfähigen Gesteine an den in diesem randlichen Bereich des Zechsteinmeeres abgelagerten karbonatischen, sulfatischen und klastischen Sedimenten geht aus Tab. 11 hervor. Soweit die Mächtigkeiten regional variieren, werden außer der mittleren Mächtigkeit auch die beobachteten Grenzwerte in Klammern angegeben.

Tab. 11. Mächtigkeitsanteile der verkarstungsfähigen Gesteine im Zechstein des Bl. 4719 Korbach

Schichtglied	Mächtigkeit m	Anteile an der Mächtigkeit			
		Kalk-, Dolomit-, Anhydrit- und Gipsstein %	m	Schluff- und Tonstein %	m
Plattendolomit (Z3d) und Roter Salzton (Z4t)	20	65	13	35	7
Grauer Salzton und Tonstein über Ca2 (Z2/3-Ton)	10 (3 — 17)	—	—	100	10
Hauptdolomit (Z2K)	4	100	4	—	—
Braunroter Salzton (Z2t)	13	—	—	100	13
Randkalke (Schaumkalk) (Z1K)	30 (5 — 40)	100	30	—	—
Stinkkalk, Kupfermergel und Productus-Kalk	13 (0 — 25)	84	11	16	2

Der beste Karstgrundwasserleiter dieses Gebietes ist der Schaumkalk, ein grobklüftiges, besonders zu Verkarstung neigendes Gestein, in dem die Karstklüfte meist unter 10 cm Kluftweite aufweisen, jedoch bis gelegentlich 1 m erreichen können. Die Verkarstung der Zechsteinschichten dürfte hauptsächlich im Tertiär und Quartär erfolgt sein, da wahrscheinlich erst im Tertiär die mesozoischen Schichten abgetragen wurden. Tertiäres Material wurde bisher nur vereinzelt in Karstpaläten bei Korbach gefunden (frdl. mündl. Mitteilung von Herrn Dr. KULICK). Durch die Subrosion und Dolinenbildung durch Auflösung der im Braunroten Salzton enthaltenen Gips- bzw. Anhydrit-Lagen wurden hydraulische Verbindungen zwischen den verschiedenen Karbonatge-

steinshorizonten hergestellt. Hydraulische Verbindungen bestehen auch zu den im Osten darüberfolgenden Sandstein-Tonsteinschichten des Buntsandsteins:

Die in die Schaumkalke eingebrachten blau- und rotgefärbten Sporen wurden auch in Quellen in Sandsteinen gefunden, und die in den Plattendolomit eingebrachten braunen Sporen traten in Quellen aus dem Schaumkalk auf (Teichmühle).

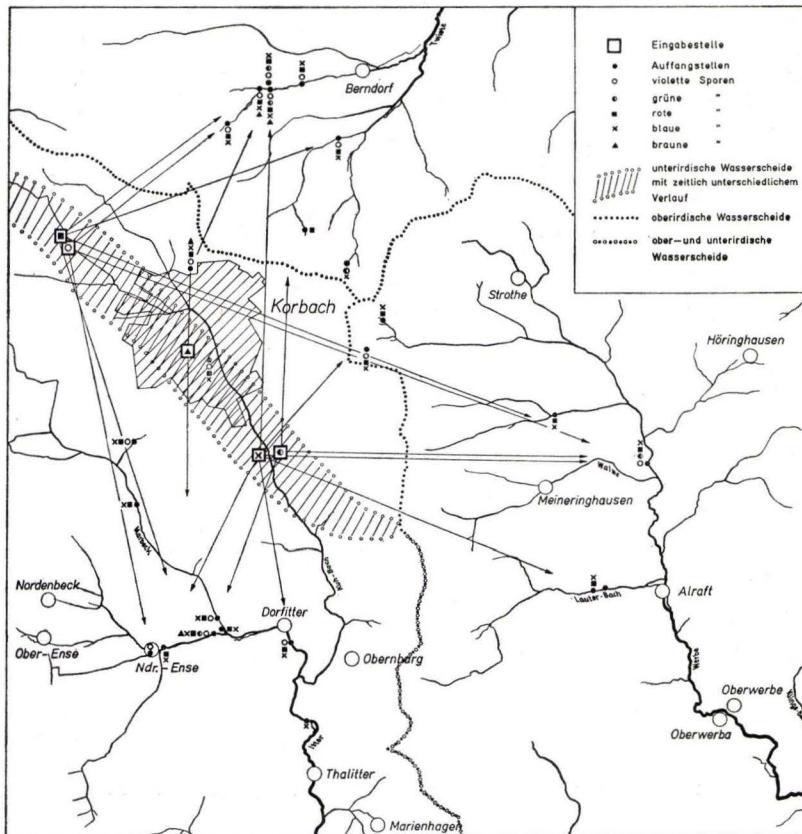


Abb. 16. Ober- und unterirdische Wasserscheiden, Vertriftungsrichtungen der gefärbten Bärlappsporen.

Die Grundwasserbewegung, wie sie aus der Richtung der Sporenvertriftung hervorgeht (Abb. 16), wird in der Richtung durch die tektonischen Linien bestimmt, die offenbar mehr durch die Schollengrenzen als durch die Klüftung die Richtung des Grundwasserabflusses und damit der Verkarstung beeinflussen. Die Tektonik in der Korbacher Bucht zeigt im Bereich der Ablagerungen des Zechsteins und des Buntsandsteins eine einfache saxonische Bruchtektonik mit Zerrungsercheinungen parallel dem NNW-SSE bis N-S verlaufenden Rande des Rheinischen Schiefergebirges (Abb. 17).

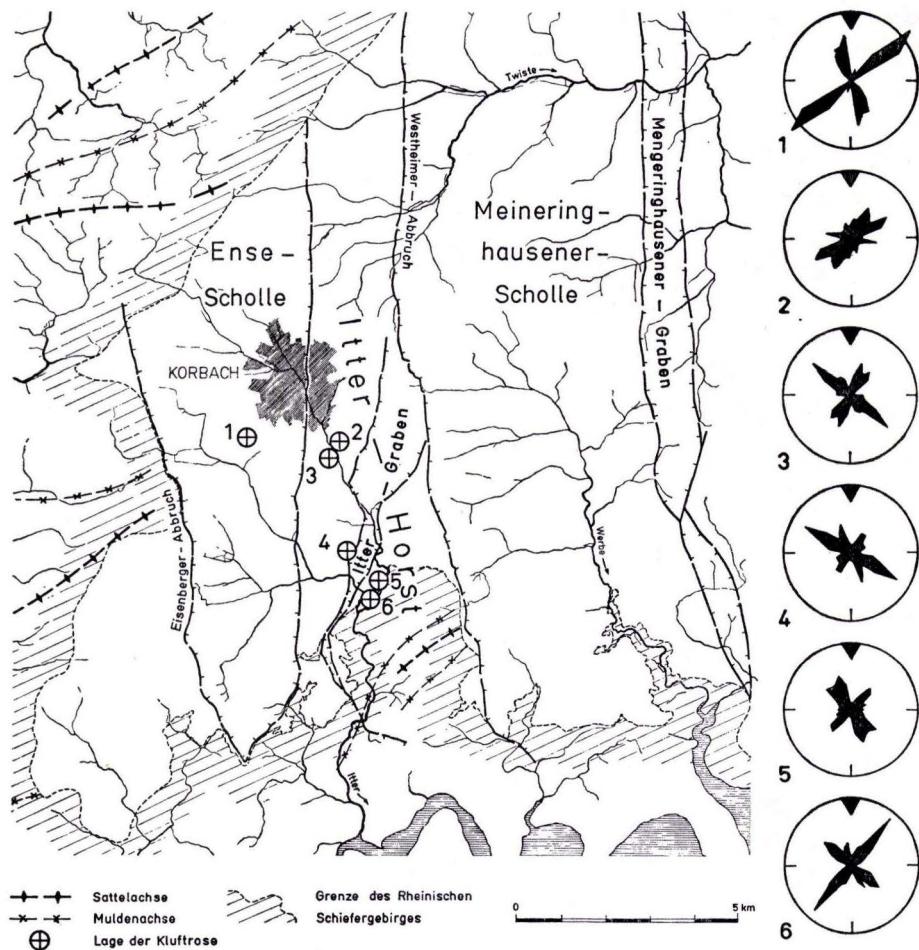


Abb. 17. Tektonische Übersichtskarte des Gebietes um Bl. Korbach.

Das markanteste tektonische Element bildet der Itter-Horst, der vom Schiefergebirgsrand bei Obernburg und Dorfitter bis zur Teichmühle westlich Berndorf (Bl. 4619 Mengeringhausen) reicht. Seine östliche Begrenzung gegenüber der von Zechstein und Unterem Buntsandstein aufgebauten Meineringhausener Scholle bildet der Westheimer Abbruch, eine NNW-SSE-streichende Verwerfung mit einer Sprunghöhe von teilweise mehr als 100 m. Nach Westen wird der Itter-Horst durch eine Reihe kleinerer westvergenter Verwerfungen mit geringen Sprunghöhen gegen die antithetisch nach Westen einfallende Ense-Scholle begrenzt, die an dem NNW-SSE-streichenden Eisenberger Abbruch an das Schiefergebirge anstößt. Der Itter-Horst wird etwa 1 km nördlich Dorfitter von einem NNE-SSW-streichenden Graben (Itter-Graben) durchbrochen (KULICK 1968, S. 147 — 151).

Die vorwiegend etwa N-S-streichenden Strukturen erklären die bevorzugt N-S-gerichtete Wasserbewegung, die aus der Verteilung der vertriften Sporen deutlich wird. Die im Bereich des Itter-Horstes nach Süden verschobene Grundwasserscheide ist außer auf die geologisch-tektonischen Gegebenheiten auch auf die Höhenlage der Vorfluter zurückzuführen. Die Quellen in Berndorf (Bl. 4619 Mengeringshausen) liegen ungefähr auf 315 m über NN, während die Quellgebiete von Niederense und Dorfitter etwa auf 355 m über NN liegen, was den Grundwasserabfluß nach Norden begünstigt.

Im vorliegenden Falle sind anscheinend die etwa N-S-streichenden Schollengrenzen für die Grundwasserfließrichtung bestimmend. Dies ist insofern bemerkenswert, als die Kluftmessungen in den Steinbrüchen vielenorts durchaus davon abweichende Kluftrichtungsmaxima (NW-SE bzw. NE-SW) aufweisen: Im Gebiet von Dorfitter (3 Steinbrüche), ebenso in 3 Steinbrüchen im Gebiet von Korbach (KULICK 1968, Beibl., vgl. Abb. 17), zweifellos eine Folge sich durchpausender tektonischer Linien in den unterlagernden altpalaeozoischen Schichten.

Bemerkenswert ist schließlich die Sporenvertriftung über den Westheimer Abbruch hinaus in den Bereich der Meineringhausener Scholle, die eine Grundwasserbewegung quer zum allgemeinen Streichen des tektonischen Schollenbaus anzeigt.

Prinzipiell unterscheidet sich die Grundwasserbewegung in verkarstungsfähigen Gesteinen nicht von der in Kluftgrundwasserleitern. Ebenso wie dort hängt sie von Kluftdichte, Kluftweite und Vernetzung der Kluftsysteme miteinander ab. Die Karstgrundwasseroberfläche ist auf die jeweilig vorhandenen großen Vorfluter hin eingestellt, wie dies von GRUND (1903) bereits beschrieben wurde und u. a. von KÄSS (1965, S. 51) im Einzugsgebiet der Aachquelle und von SPÖCKER (1950, S. 51) im oberen Pegnitz-Gebiet bestätigt wurde. Die zu vielen widersprüchlichen Deutungen Anlaß gebenden Beobachtungen an Karstgrundwasservorkommen beruhen z. T. auf dem örtlichen Auftreten schwebender Karstgrundwasserstockwerke, z. T. auch auf dem Nebeneinander-vorkommen von unabhängigen Karstsystemen, in denen bei Vorliegen unterschiedlicher Gebirgsdurchlässigkeit auch verschiedene Gefällsgradienten der Grundwasser-oberfläche sich einstellen können. Völlig von den stromauf oder stromab gelegenen Grundwasservorkommen isolierte unterirdische Wasserläufe dürften jedoch selten sein (vgl. SCHOELLER 1962, S. 143/144; CASTANY 1963, S. 566/569).

Die Grundwasserbewegung erfolgt auch in diesen Gesteinen entsprechend dem allgemeinen Gefälle, jedoch infolge der durch das Vorhandensein der Karstgerinne gegebenen sehr großen Inhomogenität besonders schnell in den größeren Hohlraumsystemen. Die große Wasserwegsamkeit der verkarsteten Kalksteine zeigt sich unter anderem auch im Vorkommen sehr wasserreicher Quellen.

Mit im Laufe des Verkarstungsvorganges zunehmendem Durchmesser der Lösungs-kanäle (bis auf mehrere Zehner m) konzentriert sich die Wasserbewegung immer mehr auf diese besonders durchlässigen Bereiche (SCHOELLER 1962, S. 143/144).

Die Abstandsgeschwindigkeit in den Karstgesteinen ist sehr unterschiedlich. Sie hängt, wie auch schon bei den nichtverkarsteten Festgesteinen dargelegt, von der Wassermenge und der Kontinuität des Abflusses, von der außerordentlichen Vielfalt der Wasserwege und den unterschiedlichen Gefällen ab (vgl. SCHULZ 1957, S. 401 — 405).

Tab. 12. Abstandsgeschwindigkeiten und Gefälle in Karstgrundwasserleitern

Ortsangaben	Gefälle ‰	Abstands- geschwindigkeit cm/s	Schüttung l/s	Geologisches Alter des Grundwasser- leiters	Markierungs- stoff	Literaturangabe
Jugoslawischer Karst						
Krokarca	3	2,4		Trias	Uranin	LEHMANN 1932, S. 126
Močilebach	27	22			Uranin	
Sičabach	9	2,4			Uranin	
Podpečer Grottenbach	12	17			Uranin und Fluoreszein	
Zlebicerbach	20	7,4			Fluoreszein	
Rakitnitzbach	15	30			Uranin	
Glawa Panega, Vorbalkan, Bulgarien	14	0,6		Oberer Malm	NaCl	PENTSCHEV 1965
Westliche Tatra, Polen						DARBOWSKI 1967
Sniezna Höhle	350	4,6			Fluoreszein	
Sniezna Höhle, Endsiphon	25	0,9		Mitteltriassische,	Fluoreszein	
Zimna Höhle	300	1,9		jurassische und	Fluoreszein	
Czarna Höhle	357	1,0		altkretazische	Fluoreszein	
	306	1,6		Kalksteine	Fluoreszein	
Mrozna-Höhle	275	0,6			Fluoreszein	
Kamienne	280	3,1			Fluoreszein	
Piec Stawów-Gasienicowych-Tal	160	3,0			Fluoreszein	
Panszczyca-Tal	98	1,9			Fluoreszein	
obere Woloszyńska-Höhle	500	6,7			Fluoreszein	
	91	4,3			Fluoreszein	
Lurgrotte	107	(2,7) 1,8	165	Devonischer Kalkstein	NaCl	MAURIN & ZÖTL 1959
Lurbach-Hammerquelle	77	1,3 1,5 1,6	136		T Mn Uranin	BATSCHE et al. 1967

Buchkogel, Bründlquelle	89	5. 1956	(1,1)	0,4	16,5	Devonische Kalksteine und Dolomite	NaCl Cl, Uranin Rhodamin B, NH ₄ Br, J ¹³¹ Cl	MAURIN & ZÖTL 1959 BUCHTELA et al. 1964
		6. 1956		0,7	23			
		7. 1963		0,3	9			
		1966	(0,7)	0,4	9,5			BATSCHE et al. 1967
Hochschneeberg	105			7,2		Mittlere Trias (Wettersteinkalk)	Uranin	MAURIN & ZÖTL 1959, S. 52
Rohrer Kalkmulde (Eifel)								BOLSENKÖTTER 1963
Armuths-Bach bei Rohr	14			0,9	15 — 17,5	Mitteldevon		
Erbach - Breitscheid	90		(3,9)	2,2	131	Oberdevon	Uranin	MATTHESS & STENGEL-RUTKOWSKI 1967
	100			4,3	84			
	104			1,4	83			
Wermutshausen, Lkr. Crailsheim						Muschelkalk	Uranin	CARLÉ 1956
Niederrimbach Habelbrunnen	20			8,4	4,5 — 8			
Hagenbrunnen	19			6,0	6,8 — 19			
Wermutshausen, Pumpwerksqu.	23			0,4	0,3			
Ebertsbronn, Stollenquelle	33			0,7	4			
Niederstetten, Ziegelbrünnele	42			0,4	0,4			
Spielbach, Lkr. Crailsheim						Muschelkalk	Uranin	KÄSS 1965, S. 34 — 36
Oberrimbach	13,2			1,0	5,1			
Schmerbach	15,9			0,6	0,9			
Münster	21,8			1,1	2,2			
Creglingen	23			0,9	2,9			
Habelbrunnen	14,9			0,5	4,3			
Oberndorf a. Neckar						Oberer und Mittlerer Muschelkalk		SCHULZ 1961
Quelle I und II	44,2	9. 1957	(6,7)	5,8			Cl	
		5. 1959	(2,3)	2	88		Cl	
		6. 1959	(1,9)	1,6	89,3		Uranin, Li, Cl	

Ortsangaben	Gefälle ‰	Abstands- geschwindigkeit cm/s	Schüttung l/s	Geologisches Alter des Grundwasser- leiters	Markierungs- stoff	Literaturangabe
Donauversinkung — Aachquelle						
Fridingen	7	2,8		Malm	Fluoreszein	BERZ 1928
Brühl	13,5	5,8			Farbe, NaCl	KNOP 1878
	(1877)					
	(1907)	3,6			Fluoreszein	KÄSS 1965, S. 40/41
Wasserburger Tal	19	4,0	9000		Uranin	
Emmingen ab Egg	28,5	3,7			Uranin	
Kriegerthal	18	2,7			Uranin	
Worndorf	10,6	2,1	7400		Uranin	
						KÄSS 1965, S. 44/45
Brenztopf	14	1,3		Malm	Uranin	WEIDENBACH 1957,
Weißer Kocher	52	1,0			Uranin	S. 30/31
Buchmühlenquelle	9,5	3,3			Uranin	
Laucherthal b. Sigmaringen	40	(1,4)	1,2	Oberer Malm	NaCl	EISSELE & GROSCHOPF 1963, S. 81/83
Lonegebiet						
Lonequelle	17	(1957)	0,6	20 — 40	Malm	Uranin
		(1962)	1,0	70		NaCl
			2,4	220 — 270		Uranin
			28	70		Uranin
Tiefbrunnen	17,5		0,6			Uranin
	29,5		1,1	25		NaCl
			0,7	25		Uranin
Paderquellen						
Ellerbach b. Dahl I	13	7,8		Kreide (Cenoman, Turon)	Uranin	STILLE 1903, S. 67 — 72, 105
	17	8,7			Uranin	
	18	3,0			Uranin	
	14	2,9			Uranin	
Sauer b. Grundsteinheim V	12	3,4			Uranin	
	11	6,9			Uranin	
Sauer bei Lichtenau VII	12	6,5			Uranin	
Ellerbach bei Schwaney IX	14	3,3			Uranin	

Die Abstandsgeschwindigkeiten in den verkarsteten Kalksteinen liegen in der Regel zwischen 0,3 und 30 cm/s (Tab. 12)⁷; eine geringe Abstandsgeschwindigkeit (0,05 cm/s) erwähnt SCHOELLER (1962, S. 154) aus eozänen Kalken des Pariser Beckens.

Bemerkenswert ist, daß weitaus die meisten Abstandsgeschwindigkeiten in den Karstgesteinen in einem relativ engen Rahmen zwischen 0,5 und 10 cm/s liegen, obwohl das Gefälle in einem großen Bereich zwischen 3 und 500 ‰ streut. Die Erklärung hierfür liegt, wie bereits im Abschn. 2.2.2. ausgeführt, im Wechsel steiler, kaskadenartiger Gefällsstücke mit flachen Abschnitten, in denen das Wasser nur mit geringer Geschwindigkeit fließt.

Die z. B. an der Lonequelle (Schwäbische Alp), bei den Färbversuchen Neuhausen ob Eck der Donauversinkung und an der Bründlquelle (Buchkogelgebiet/Grazer Bergland) beobachteten erhöhten Abstandsgeschwindigkeiten bei größerer Wasserführung (Tab. 13) können auf die größeren bewegten Wassermassen und mit Käss (1965, S. 51) auf die Vergrößerung des Durchflußquerschnittes zurückgeführt werden.

Bei höherem Wasserstand ist außerdem mit der Herstellung unterirdischer Verbindungen zwischen Einzugsgebieten über sonst trockene Karsthohlräume zu rechnen. Daher sollten Markierungsversuche nicht nur bei Mittel- oder Niedrigwasser, sondern möglichst auch bei Hochwasser durchgeführt werden. Bei höherer Wasserführung tritt eine günstige, möglicherweise eine vollständige Ausbringung der Markierungsstoffe (Käss 1965, S. 51) ein. In Karsthohlräumen zurückgehaltene Tracer werden in den Kreislauf gebracht, wie bei Färbversuchen im oberdevonischen Riffkalkstein bei Erdbach-Breitscheid festgestellt wurde (MATTHESS & STENGEL-RUTKOWSKI 1967, S. 186). Hier trat in einem Falle das gefärbte Wasser erst nach rd. 60 Tagen im Gefolge größerer Regenfälle wieder aus (Luftlinien-Entfernung zwischen Eingabe- und Austrittspunkt 780 m, Höhenunterschied 90 m).

Tab. 13. Abstandsgeschwindigkeiten in Abhängigkeit von der Wasserführung
bei jeweils gleichem Gefälle

Ort	Abstands- geschwin- digkeit cm/s	Schüttung l/s	Geol. Alter	Markie- rungs- stoff	Literatur
Buchkogel, Bründlquelle	0,4 0,7 0,3 0,4	16,5 23 9 9,5	Devon	s. Tab. 12	s. Tab. 12
Lonequelle	0,6 1,0	20 — 40 70	Malm	s. Tab. 12	s. Tab. 12
Donauversinkung Aachquelle Neuhausen ob Eck	1,9 8,1	6000 10100	Malm	Uranin Uranin	Käss 1965, S. 44/45

⁷⁾ Die in Tab. 12 eingeklammerten Abstandsgeschwindigkeiten beziehen sich auf das erste Eintreffen des Markierungsstoffes.

Als weitverbreitetes tieferes Grundwasserstockwerk bietet der Zechstein die Möglichkeit zur Wanderung von Mineralwasser. Das bekannteste Beispiel ist der Abfluß von Auslaugungssolen aus dem oberen Fulda-Gebiet zu den Mineralquellen der Wetterau und des Taunusrandes (STEUER 1912, 1921; MICHELS 1926; NÖRING 1952, 1961 b; OTT & DOMBROWSKI 1959). Den Solen stehen als Wanderwege Karsthohlräume im Zechstein und Klüfte in den liegenden Schichten zur Verfügung. Wenn auch der von DEUBEL (1954, S. 5/6) für eine besonders klüftige, verkarstete Fazies des Plattendolomits angegebene hohe Hohlraumgehalt (bis maximal 10 %) auf den Bereich des Werra-Kali-Gebiets beschränkt sein mag, so zeigen die bereits S. 54 erwähnten günstigen Erschließungsergebnisse in verkarsteten Gesteinen Nordhessens, daß die Karbonatgesteine des Zechsteins eine für die Grundwasserbewegung wichtige Durchlässigkeit haben.

Mächtige, verkarstungsfähige Anhydrit- bzw. Gipsvorkommen finden sich im Werra-Anhydrit (A1), der in der Umrahmung des Werra-Salinars hohe Mächtigkeiten erreicht (zwischen Kassel und Osnabrück örtlich mehr als 200 m, an der Spessartschwelle (Hattenhausen) 72,5 m Mächtigkeit) RICHTER-BERNBURG 1955 b, TRUSHEIM 1964), während er im Beckenbereich nur einige Meter mächtig ist (Bl. 5124 Bad Hersfeld, 5224 Eiterfeld und 5323 Schlitz zwischen 3 und 12 m) (MAYRHOFER 1967, ROTH 1967, KUPFAHL 1965). Von geringerer Bedeutung hinsichtlich der Verkarstung scheint der maximal 25 m mächtige Staßfurt-Anhydrit (A2), der reichlich toniges Material enthält, sowie der zwischen Kassel und Eschwege lokal bis 30 m⁸⁾ mächtige Leine-Anhydrit.

Für Verkarstungerscheinungen in den mächtigeren Sulfatgesteinsvorkommen sprechen die von FINKENWIRTH (1968, S. 445 — 448) im Bereich des Anhydritsaumes der Hunsrück-Oberharz-Schwelle beschriebene örtliche Lagerungsstörung am Braunshäuser Tunnel, wo ca. 100 m tiefer liegende Zechsteingipse bzw. Anhydrite ausgelaugt und die überlagernden Schichten des Unteren Buntsandsteins in die Einbruchstruktur einbezogen wurden, und die von RICHTER-BERNBURG (1955 b) erwähnte Subrosion des Werra-Anhydrits und des Hauptanhydrits an der Westseite des Werra-Grauwackengebirges. Gips- und Anhydritstein ist im übrigen im Hessischen Bergland im allgemeinen entweder nur in enger Wechsellagerung mit Ton- oder Karbonatgesteinen in Knäuerern und Knoten vorhanden, wie sie in den Ablagerungen des Zechsteins (Weißliegenden im Grenzbereich Rotliegendes/Zechstein, Anhydritknotenschiefer, Braunroter Salztonton, Z2-Zwischensalinär, Äquivalente des Hauptanhydrits im Fulda-Becken), des Röt(s. S. 20) und des Mittleren Muschelkalkes bekannt sind. Schließlich kommen, wie bereits im Abschn. 2.1.1. erwähnt, Gips und Anhydrit als Bindemittel in psammitischen und psephitischen Sedimenten vor.

Im allgemeinen zeigt sich die Anwesenheit dieser Sulfate durch eine Erhöhung der Gesamthärte an. Besonders auffällig ist dies an der Grenze von Röt- und Muschelkalkschichten zu den unterlagernden älteren Buntsandsteinschichten, für die sehr weiche und weiche Grundwässer typisch sind. In den Grenzbereichen tritt durch beigemischte

⁸⁾ Freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. KULICK.

Grundwässer aus den jüngeren Schichten eine Aufhärtung ein (HÖLTING & THEWS 1964; vgl. auch EISSELE 1967).

Gips und Anhydrit sind in den von der Wasserzirkulation intensiv durchflossenen Bereichen meist ausgelaugt und nur dort erhalten, wo sie, wie in der Korbacher Bucht im Braunroten Salzton, durch Ton vor der Auslaugung geschützt sind. In den Gebieten, wo dieselben durchlässigen Schichten in größerer Tiefe liegen, in der eine geringere Wasserzirkulation erfolgt, sind Gips und Anhydrit noch erhalten, und das langsam fließende Grundwasser weist erhebliche Härten und Sulfatgehalte auf. Im Bereich von Korbach zeigen die Quellen und Brunnen in den Gebieten, wo Zechstein zutage ansteht bzw. im Einzugsgebiet der Berndorfer Quellen, wo der Zechstein auch unter Buntsandsteinbedeckung stark durchströmt wird, nur Gesamthärtungen zwischen 12,1 und 22,3° dH (27 der insgesamt 28 vorliegenden Analysenwerte liegen unter 20° dH (MATTHESS 1968)). Die SO_4^{2-} -Gehalte streuen hier zwischen 6 und 14 mg/l. Demgegenüber war das Wasser der Bohrung Twiste, das aus Zechsteinschichten (Platten-dolomit) unter mächtiger, zusammenhängender Buntsandsteinbedeckung artesisch ausstrat, wesentlich härter (28,7° dH) und sulfathaltiger (249 mg/l). Das gleiche gilt für die Bohrung Neudorf, Landkreis Waldeck, die bis in den Schaumkalk niedergebracht wurde. Hier wies das Wasser eine Gesamthärte von 58,8° dH und einen Sulfatgehalt von 732 mg/l auf.

2.2.4. Lagerungsstörungen durch Salz-, Gips- und Anhydritauslaugung im Untergrund

Die Auflösung von Gips und Anhydrit und von Stein- und Kalisalzen unter einer Bedeckung nicht löslicher jüngerer Gesteine (Subrosion) führt zum Nachbrechen der überlagernden Schichten. Dabei werden aufgrund der Lösungsunterschiede von Gips und Salz unterschiedliche Lösungsformen und daher auch unterschiedliche Senkungserscheinungen zu erwarten sein. Daneben werden Zeitdauer der Auslaugung, hydrogeologische Verhältnisse und tektonische Beanspruchung, sowie menschliche Einflüsse (Bergbau, Solegewinnung, Abwasserversenkung) (vgl. REUTER 1968, S. 121 — 123) die Auslaugungs- und damit die Senkungserscheinungen beeinflussen.

In Gipssteinen entstehen durch Auslaugung im Bereich des Grundwassers Höhlen (BIESE 1931), ausgehend wie beim Karst von tektonisch bedingten Trennfugen. Die Auflösung wird dann besonders schnell vor sich gehen, wenn neben Gips auch Steinsalz vorhanden ist, da NaCl-haltiges Wasser etwa die vierfache Menge Gips lösen kann. Durch Auflösen und Nachbrechen der Firste erweitern sich die unterirdischen Hohlräume bis an die Gipsoberfläche und schließlich, gegebenenfalls durch Nachbrechen von Deckschichten, bis zur Erdoberfläche. Die Durchmesser der entstehenden Erdfälle sind meist 1 — 5 m, doch treten gelegentlich auch größere (> 100 m) auf (REUTER 1968, S. 115 — 116). Die Auslaugung von Stein- und Kalisalzen von der Oberfläche her führt zur Ausbildung eines Salzspiegels und Salzhanges (FULDA 1923), wie sie aus vielen Auslaugungsgebieten (Werra-Kali-Gebiet, oberes

Fulda-Gebiet, Mansfelder Mulde, Harzrandgebiet, Kyffhäuserrandgebiet, Staßfurt) bekannt sind (Reguläre Auslaugung nach WEBER 1952, S. 70). Der Salzspiegel oder Salzhang ist keine nivellierte Fläche, sondern in ihm treten auch größere Unebenheiten bis zu klammartigen Gebilden auf (REUTER 1968, S. 119). Mit der Auflösung geht die Senkung der Deckschichten kontinuierlich vor sich. Über sonst intaktem Salzuntergrund mit festen Deckschichten (Bereich der irregulären Auslaugung nach WEBER 1952, S. 70/71) entstehen isolierte, mehr oder weniger kreisrunde Erdfälle mit Durchmessern von mehr als 50 m und mehr als 10 m Tiefe. Diese Erscheinungen sind an tiefreichende Verwerfungen geknüpft, die dem Grundwasser Zugang zum Salinar eröffneten.

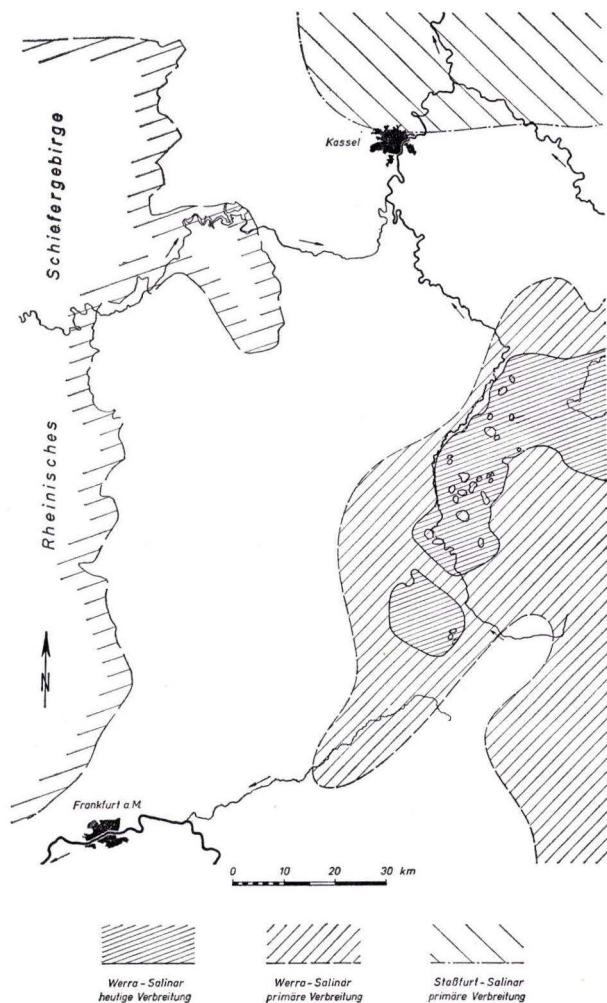


Abb. 18. Primäre und heutige Verbreitung des Werra- und Staßfurt-Salinars in Hessen.

Im Bereich des Hessischen Berglandes ist das von der Salzauslaugung betroffene Gebiet an die ehemalige Verbreitung des Werra-Salinars geknüpft, dessen Mächtigkeit im Werra-Gebiet bis über 300 m und im Fulda-Gebiet zwischen 150 und 400 m beträgt. Die räumliche Anordnung der Auslaugungszonen läßt eine deutliche Abhängigkeit vom Verlauf der tektonischen Bruchlinien erkennen. Daraus ist zu schließen, daß der Vorgang durch die saxonischen Bruchzonen wesentlich beeinflußt wurde. Innerhalb des Salzhanges ist das Deckgebirge durch die sehr unregelmäßigen, immer wieder auflebenden Absenkungsbewegungen, die zur Tieferlegung ganzer Schollen, zur Bildung zahlreicher kleinerer und größerer Subrosionssenken und einer streichenden Randsenke führten, intensiv gestört (HOPPE 1944, S. 257; LAEMMLEN 1963, S. 191 — 194; 1967 a, S. 150 — 152).

Auf Abb. 18 sind die heutige Salzverbreitung nach FINKENWIRTH & MOTZKA (1964) sowie die primäre Grenze des Salinars nach FINKENWIRTH (1967), TRUSHEIM (1964) und RICHTER-BERNBURG (1955 b) dargestellt. Die beiden Grenzen klaffen besonders im Süden auseinander, wo nach TRUSHEIM ein SE-gerichteter Ast der primären Salzverbreitung bis knapp südlich Würtheim und Bad Orb in das Kinzig-Gebiet reichte. Auf Abb. 25 ist außerdem die vermutete primäre Salzverbreitung des Staßfurt-Salinars nach RICHTER-BERNBURG (1955 b) enthalten, das in den nördlichen Teil des Hessischen Berglandes hineinreicht. Hier sind Subrosionserscheinungen bisher nur von den Wolkenbrüchen, drei Erdfällen bei Trendelburg, Landkreis Hofgeismar, bekannt (VON LINSTOW 1929, S. 71/72; LOHMAN 1962).

Örtlich mag Salz noch bis in das obere Kinzig-Gebiet erhalten sein, etwa als Salzlagen und -linsen in den die Salze begleitenden Peliten. In der Regel ist jedoch davon auszugehen, daß das ursprünglich vorhandene Salz restlos subrodiert wurde. Eine Subrosionsform dürfte auch das Schlüchtern Becken darstellen. Reste des Subrosionsrückstandes wurden in der Bohrung Radke-Sprudel, Bad Soden bei Salmünster, ange troffen (MESTWERDT 1933, S. 572). Im West- und vor allem im Südteil des Fulda- Beckens begleitet die durch Salzauslaugung entstandene Depressionszone zwischen Gelnhausen und Geisa den Rhön-Schild wie eine Dachrinne (TRUSHEIM 1964, S. 66/67). Das im Westen an den Salzhang anschließende, weniger stark gestörte Gebiet ist teils primär salzfrei, teils ist dort die Auslaugung weitgehend abgeschlossen. Östlich des Salzhanges ist die Salzfolge noch in der Hauptsache unversehrt, so daß dort ruhige Lagerungsverhältnisse vorliegen. Die Buntsandsteinschichten sind am stärksten innerhalb der Subrosionssenken zerbrochen und verstellt. Der Salzhang ist im Untersuchungsgebiet eine verhältnismäßig junge Erscheinung. Im Mittelpliozän entstanden die ältesten, am weitesten im Westen gelegenen Subrosionssenken, während die jüngsten Vorgänge der Senkenentstehung nach Osten fortschreitend bis in die Gegenwart reichen.

Die Wirkung der regulären Salzauslaugung führt zum Zerbrechen des Gesteinsverbandes. Die ursprüngliche Stockwerksgliederung wird zerstört. Das Grundwasser fließt zum größten Teil tiefgelegenen, stärkeren Quellen oder auch Grundquellen in den oberirdischen Gewässern zu. Infolge der erheblich höheren Gebirgsdurchlässigkeit im Bereich des Salzhanges ist hier die Quellendichte wesentlich niedriger als in den umgebenden Gebieten. Das geht aus dem Vergleich der Ergebnisse der Quellenkartierung

auf verschiedenen Blättern des Hessischen Berglandes deutlich hervor. Das außerhalb des Salzhanges gelegene Blatt 5222 Grebenau hat eine Quellendichte von ca. 5,5 Quellen/km² (SCHARPFF 1968, S. 153), demgegenüber weisen die im Salzhangbereich gelegenen Blattgebiete 5124 Bad Hersfeld (1,2 Quellen/km²), 5224 Eiterfeld (1,5 Quellen/km²) (MATTHESS 1967 a, 1967 b) und 5523 Neuhof (2,1 Quellen/km²) (SCHARPFF, im Druck) wesentlich geringere Quellendichten auf. Die Quellendichte auf Bl. 5223 Queck steht mit 4 Quellen/km² dazwischen.

Während die reguläre Auslaugung zu einer flächenhaft verbreiteten Lagerungsstörung führt, die die Grundwasserbewegung deutlich beeinflusst, ist die irreguläre Auslaugung, die nur zu lokalen Bildungen führt, in ihrer Wirkung auf die Grundwasserbewegung nicht so deutlich zu erkennen.

3. Beziehungen zwischen dem Grundwasserabfluß, den Lagerungsverhältnissen und den hydrogeologischen Eigenschaften der Gesteine

Im folgenden werden durch einen Vergleich der Abflußverhältnisse in Kluftgrundwasserleitern verschiedener petrographischer Beschaffenheit und stratigraphischen Alters charakteristische Zusammenhänge zwischen Grundwasserabfluß und geologischem Bau beschrieben. Die Beispiele stammen durchweg aus dem Hessischen Bergland, wo ein Gebiet in Nordhessen mit mesozoischen, meist alttriadischen Schichten, jungpaläozoischen verkarsteten Gesteinen und altpaläozoischen Gesteinen im Rheinischen Schiefergebirge und der vulkanische Vogelsberg eingehender behandelt werden (Abb. 1). Aus diesen Gebieten liegen großräumige hydrogeologische Darstellungen vor in den Erläuterungen zu den Blättern Frankfurt und Hannover der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000 der Bundesrepublik Deutschland (UDLUFT 1957, DIETZ & PREUL 1955), in einer zusammenfassenden Darstellung der Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland (GRAHMANN 1958), in den bodenkundlichen, geologischen und hydrogeologischen Beiträgen zu den Wasserwirtschaftlichen Rahmenplänen Kinzig (1961), Fulda (1964) und Nidda (1968) und zu den Sonderplänen Wasserversorgung Mittelhessen (1965) und Rhein-Main (1967). Eine weitere, noch nicht veröffentlichte Untersuchung wurde von MATTHESS & RAMBOW⁹⁾ im Zusammenhang mit dem Sonderplan Wasserversorgung Nordhessen ausgeführt. Die hydrogeologischen Verhältnisse des Vogelsberges, besonders in den Einzugsgebieten der Nidder, der Nidda und der Horloff, werden seit 1960 intensiv von der geologischen Forschungsstelle des ZOV (Leiter: Dr. E. SCHENK) unter Hinzuziehung von Forschern der Universitäten Leiden (Holland) (Hydrologie, Bodenkunde, Hydrogeologie), Karlsruhe (Hydrogeologie), Frankfurt am Main und München (Geophysik) untersucht.

⁹⁾ MATTHESS, G. & RAMBOW, D.: Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse im Gebiet des Sonderplanes Wasserversorgung Nordhessen (Unveröff. Manuskript, Gutachten im Auftrage des Hessischen Landesamtes für Gewässerkunde und wasserwirtschaftliche Planung, Wiesbaden).

3.1. Beurteilung der Grundwasserneubildung und des Abflußverhaltens verschiedener hydrogeologischer Einheiten

Im folgenden werden die Grundwasserverhältnisse in den von Kluft- und Karstgrundwasserleitern aufgebauten Gebieten in Nordhessen behandelt. Die Grundwasserverhältnisse in den Lockergesteinsgrundwasserleitern der Niederhessischen Senke sind nicht Gegenstand dieser Untersuchung.

Im untersuchten Gebiet liegen Trockenwetterabflußmessungen des Hessischen Landesamtes für Gewässerkunde und wasserwirtschaftliche Planung, Wiesbaden, vor, die an vom Hessischen Landesamt für Bodenforschung nach hydrogeologischen Gesichtspunkten ausgewählten Meßstellen vom Wasserwirtschaftsamt Kassel im Zeitraum vom 26. 9. — 17. 10. 1966 ausgeführt wurden.

Für die Betrachtung standen weiterhin zur Verfügung die ständigen Abflußbeobachtungen an den Pegeln Dalwigksthal, Grebenau, Herzhausen, Niederwerbe/Reiherbach, Niederwerbe/Werbe-Bach, Rotenburg und Schreufa der Wasser- und Schifffahrtsdirektion Hannover und an den Pegeln Ehringen und Hebel des Hessischen Landesamtes für Gewässerkunde und wasserwirtschaftliche Planung.

Im Zusammenhang mit dem Sonderplan Wasserversorgung Nordhessen wurden eingehende Untersuchungen der hydrogeologischen Verhältnisse in einem 3 723,5 km² großen Gebiet (Untersuchungsgebiet Nordhessen, Abb. 1) durchgeführt, das zu ca. 15 % vom Rheinischen Schiefergebirge (Gebiet A), zu ca. 70 % von Zechstein, Buntsandstein und jüngeren mesozoischen Gesteinen (Gebiet B₁ — B₇) und ca. 15 % von der Niederhessischen Senke (Gebiet C) eingenommen wird (Taf. 3 Fig. 1).

Die unterschiedlichen Abflußverhältnisse in den verschiedenen hydrogeologischen Einheiten werden durch die räumliche Verteilung der Abflußspenden deutlich (Tab. 14).

Tab. 14. Abfluß- und Flächenanteile von Gebieten mit größerer Abflußspende

Gebiet	Spenden > 3,0 l/s km ²		Spenden > 5,0 l/s km ²	
	Abflußanteil	Flächenanteil	Abflußanteil	Flächenanteil
A	18,5 %	8,5 %	—	—
B	83,2 %	47,7 %	61,1 %	25,1 %

Während also in dem von jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinen aufgebauten Gebiet B ein außerordentlich hoher Anteil des Abflusses in einem verhältnismäßig kleinen Flächenanteil austritt, ist dies im Schiefergebirge (Gebiet A) nicht der Fall. Hier sind außerordentlich viele kleine unbedeutende Grundwasseraustritte zu erwarten.

In Tab. 15 sind für die hydrogeologischen Einheiten A und B die Abflußwerte zusammengestellt¹⁰⁾. Die 2. Spalte (Q) enthält den Abfluß, der aus der mittleren Gebietsspende des jeweiligen Teilgebietes errechnet wurde.

- ¹⁰⁾ A) Rheinisches Schiefergebirge
 B₁) Buntsandsteingebiet des Reinhardswaldes und des hessischen Teiles des Bramwaldes
 B₂) Röt-Muschelkalk-Gebiet von Breuna - Calden
 B₃) Fritzlar - Naumburg - Wolfhagener Grabenzone
 B₄) Zechstein-Buntsandsteingebiet westlich der Fritzlar - Naumburg - Wolfhagener Grabenzone
 B₅) Buntsandsteingebiet östlich der Fulda
 B₆) Buntsandsteingebiet von Kirchberg - Ista
 B₇) Buntsandsteingebiet zwischen Fulda und Niederhessischer Senke.

Während im Gebiet A davon ausgegangen werden kann, daß die Abflußmessungen den Grundwasserabfluß weitgehend erfaßt haben, muß im Gebiet B mit erheblichen Grundwasserabflüssen direkt in die großen Vorfluter Weser, Fulda, Eder, Schwalm, Werra und Diemel gerechnet werden.

Für die Abschätzung des Grundwasserabflusses in die großen Gewässer wurden die Beobachtungen an den Fulda-Pegeln Grebenau und Rotenburg herangezogen. Im Beobachtungszeitraum vom 26. 9. — 17. 10. 1966 wurde am Pegel Grebenau ein mittlerer Abfluß von $12,9 \text{ m}^3/\text{s}$ und am Pegel Rotenburg ein mittlerer Abfluß von $11,5 \text{ m}^3/\text{s}$ ermittelt. Bei Abzug der seitlichen oberirdischen Zuflüsse von rd. $1,0 \text{ m}^3/\text{s}$ verbleibt für das Teilniederschlagsgebiet des Pegels Grebenau ($\Delta F_N = 152 \text{ km}^2$) ein rechnerischer Abflußzuwachs von rd. $0,4 \text{ m}^3/\text{s}$. Daraus errechnet sich eine Spende von rd. $2,6 \text{ l/s km}^2$. Dieser Wert erscheint eher zu niedrig als zu hoch, da die unkorrigierte mittlere Spende der von Zechstein und Buntsandstein eingenommenen Gebiete ($B_1, B_3 — B_7$) $3,7 \text{ l/s km}^2$ beträgt. Zechstein- und Buntsandsteinschichten stehen auch im Bereich des betrachteten Gewässerabschnittes an. Der Abflußzuwachs enthält auch direkte unterirdische Zuflüsse aus den westlich und östlich anschließenden Teilgebieten. Für die Richtigkeit der Größenordnung dieses Wertes spricht ferner, daß bei der Betrachtung der direkten Grundwasserabflüsse zum Main im Bereich des Buntsandstein-Spessarts der oberirdisch in den lokalen Gewässern feststellbare Grundwasserabfluß zum direkten unterirdischen Abfluß in etwa dem gleichen Verhältnis steht (vgl. THEWS 1967, S. 148 — 150). Obwohl der ermittelte Abflußzuwachs des Niederschlags- teilgebietes des Pegels Grebenau rechnerisch nicht gesichert ist (bei Zugrundelegung einer Unsicherheit der Meßwerte von $\pm 10\%$ läßt sich für die Differenz der Abflüsse Grebenau-Rotenburg = $1,4 \text{ m}^3/\text{s}$ eine Unsicherheit von $\pm 1,7 \text{ m}^3/\text{s}$ errechnen (d. h. die Differenz liegt innerhalb ihres mittleren Fehlers)), vermittelt diese Zahl dennoch einen Anhalt über den direkten unterirdischen Abfluß. Auf der rd. 40 km langen Flußstrecke zwischen diesen Pegeln treten also je km rd. 10 l/s zu. In erster Näherung wird weiterhin unterstellt, daß diese Zutritte von beiden Seiten im Mittel denselben Betrag erreichen, so daß auf jeder Flußseite je km ein Grundwasserzufluß von 5 l/s anzunehmen ist. Diese Zahl wird bei der folgenden Berechnung des Dargebotes eingesetzt, wobei naturgemäß örtlich höhere oder niedrigere Abflüsse vorkommen.

Eine Kontrolle dieser Angabe über die übrigen im Gebiet B vorhandenen Flüßpegel ist leider nicht möglich, da die Pegel Affoldern, Wolfershausen und Guntershausen an Eder und Fulda von der Edertalsperre und die Pegel Westheim und Helmarshausen an der Diemel von der Diemeltalsperre durch Steuerungsmaßnahmen beeinflußt werden. Dieser Einfluß wird gerade bei Niedrigwasser dominant, so daß für die hier vorliegende Aufgabe die Beobachtungswerte an diesen Pegeln für Rückschlüsse auf die Grundwasserzutritte in die Flüßläufe nicht geeignet sind.

In Tab. 15 sind in Spalte 3 die für die jeweiligen Flüßabschnitte zu errechnenden Grundwasserabflüsse enthalten, die zusammen mit den Gebietsabflüssen der Spalte 2 die korrigierten Abflüsse (Spalte 4) liefern.

Für die Reduktion dieser auf den Meßzeitraum vom 2. 9. — 17. 10. 1966 bezogenen Werte auf den mittleren Grundwasserabfluß A_u (MoMNQ) und auf den mittleren

Tab. 15. Ableitung der Grundwasserspenden in Nordhessen

Bezeichnung	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	F _N	Q	Q _{dir.}	Q _{korr.}	Q _{Au}	Q _{min Au}	Zuleitung	Ableitung	Q _{red.}	q Grundwasser- spende l/s km ²	Grund- wasser- abfluß- höhen mm/a
A	571,2	1 314	—	1 314	3 600	920	—	20	940	—*	—
B ₁	398,9	1 396	455**	1 850	1 660	925	—	140	1 800	4,5	140
B ₂	484,2	2 070	170***	2 240	2 020	1 120	—	—	2 020	4,2	130
B ₃	143,3	774	—	774	695	387	16	—	680	4,7	150
B ₄	690,9	3 040	300†	3 340	3 000	1 670	20	50	2 970	4,3	135
B ₅	584,2	1 640	485††	2 120	1 910	1 060	—	300	2 210	3,8	120
B ₆	102,7	236	—	236	210	118	—	101	310	3,0	95
B ₇	204,6	777	255†††	1 030	930	515	—	—	930	4,5	140
B _{1 - 7}	2 608,8	9 933	1 665	11 590	10 425	5 795	36	591	10 920	4,2	130

* Siehe S. 79.

** Unterirdische Zuflüsse in Fulda, Weser und Diemel (91 km Flußufer).

*** Unterirdische Zuflüsse zur Diemel (34 km Flußufer).

† Unterirdische Zuflüsse in Eder und Schwalm (60 km Flußufer).

†† Unterirdische Zuflüsse in Fulda und Werra (97 km Flußufer).

††† Unterirdische Zuflüsse in Fulda und Eder (51 km Flußufer).

kleinsten Grundwasserabfluß min A_u (SoMNQ) nach WUNDT (1958, S. 48 — 49) standen die Meßwerte der Jahresreihen 1954/1967 für die Pegel Niederwerbe/Werbebach und Niederwerbe/Reiherbach zur Verfügung.

Die entsprechenden Werte wurden für die Pegel Hebel/Efze und Ehringen/Erpe extrapoliert, da für den ersten nur die Jahresreihe 1964/1967 und für den zweiten nur die Jahresreihe 1962/1967 vorliegen. Die mit erheblicher Unsicherheit behafteten, extrapolierten Werte für Hebel und Ehringen führen zu höheren Reduktionsfaktoren als die Werte von Niederwerbe/Werbebach und Reiherbach, was sich vielleicht aus der Lage der Niederschlagsgebiete des Werbe-Baches und des Reiher-Baches im Regenschatten des Schiefergebirges, aber auch aus dem unterschiedlichen Abflußverhalten in den geologisch etwas verschiedenen Einzugsgebieten erklären läßt. Um diese Unsicherheiten möglichst auszuschließen, wurden die Reduktionsfaktoren der Pegel Hebel und Ehringen nicht berücksichtigt. Für die Reduktion auf die langjährigen Bezugswerte A_u und min A_u wurden in Tab. 15 (Spalten 5 und 6) die aus den Pegeln Niederwerbe/Werbebach und Niederwerbe/Reiherbach abgeleiteten Reduktionsfaktoren 0,9 und 0,5 verwendet, die in großen Teilen des Gebietes als ungünstige Annahmen anzusehen sind.

Tab. 16. Reduktionsverfahren für die Berechnung des mittleren Grundwasserabflusses und des mittleren kleinsten Grundwasserabflusses

Pegel	Jahresreihe 1954/1967		Beobachtungszeitraum 2. 9. — 17. 10. 1966 m^3/s	Reduktionsfaktoren	
	MoMNQ m^3/s	SoMNQ m^3/s		MoMNQ MQ _{beo}	SoMNQ MQ _{beo}
Schreufa	0,81	0,21	0,365	2,2	0,58
Dalwigksthal	1,36	0,38	0,476	2,9	0,80
Niederwerbe/ Werbebach	0,187	0,112	0,215	0,87	0,521
Niederwerbe/ Reiherbach	0,098	0,052	0,104	0,94	0,500
Hebel	0,73	—	0,628	1,16	—
$\pm 15 — 20 \%$					
Ehringen	0,52	—	0,383	1,36	—
$\pm 20 \%$					

Bei Korrekturen der gemessenen Abflüsse um die in Rohrleitungen aus dem jeweiligen Gebiet herausgeleiteten Wassermengen wurden — soweit es sich um aus Brunnen gefördertes Wasser handelt — die durchschnittliche Förderung und die durchschnittliche Wasserabgabe im Jahr 1966 zugrunde gelegt, da die Beeinflussung des Grundwasserhaushaltes sich durch die jährliche Förderung wahrscheinlich besser erfassen läßt. Soweit es sich um Wasser aus Quellfassungen handelt, lagen der Korrektur die Monatsmittelwerte von September und Oktober 1966 zugrunde. Bei den Wassermengen, die in ein betrachtetes Gebiet hineingeleitet wurden, wurde — soweit möglich — von den Monatsmittelwerten von September und Oktober 1966 ausgegangen. In einzelnen Fällen wurden Tageswerte in die Beurteilung einbezogen. Bei dieser Korrektur

konnte im allgemeinen davon ausgegangen werden, daß die entnommenen Wassermengen nicht die mittlere Grundwasserneubildung des jeweiligen Gebietes überstiegen.

Eine Ausnahme macht hier die Wasserförderung im Stadtgebiet Kassel, wo 1966 aus den 5 öffentlichen Wasserwerken und aus den Industriebrunnen mit im Mittel 328 l/s mehr Wasser gefördert wurde als der möglichen Dauerförderung entspricht. Die Wassergewinnungsmöglichkeiten werden hier durch das Vorkommen von Mineralwasser im tieferen Untergrund begrenzt. Der Chloridgehalt im Brunnen 2 des Wasserwerkes Tränkeweg der Städtischen Werke Kassel A.G. stieg bei einer Förderung von 9 000 m³/Tag auf über 600 mg Cl/l an. Nachdem die Förderung auf maximal 7 500 m³/Tag gedrosselt worden war, stellte sich der Cl-Gehalt auf rd. 450 mg/l ein. Noch deut-

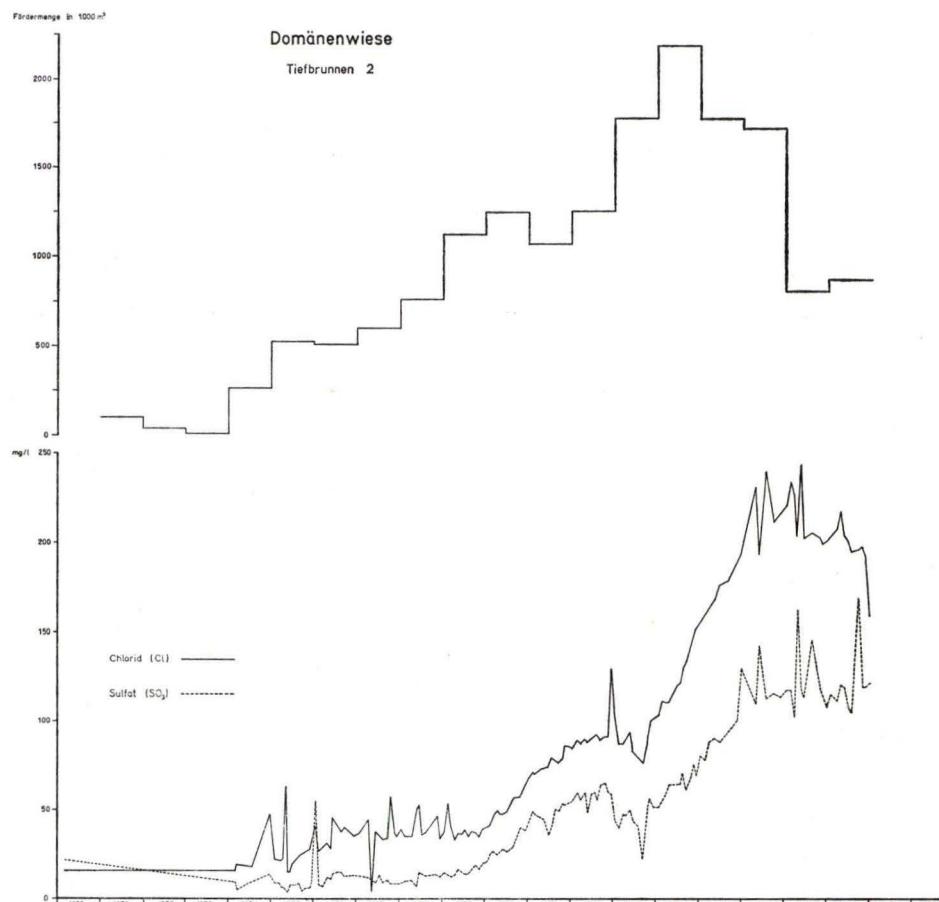


Abb. 19. Wasserförderung und Wasserbeschaffenheit am Wasserwerk Domänenwiese, Kassel.

licher ist der Zusammenhang zwischen Grundwasserförderung und Mineralwasseraufstieg in den Brunnen des Wasserwerkes Domänenwiese (Abb. 19). Während die Sulfat- und Chloridgehalte der Brunnen bis 1959 um geringe Beträge schwankten, stiegen sie nach der drastischen Steigerung der Jahresförderung im Jahre 1959 stetig an und erreichten ihre Maximalwerte 1967. Nach einer nicht minder drastischen Entnahmedrosselung gegenüber 1966 um rd. $800\,000 - 900\,000 \text{ m}^3/\text{a}$ setzt sich dieser Trend nach neuesten Untersuchungsergebnissen nicht mehr fort, vielmehr zeigt sich ein Rückgang des Salzgehaltes. Diese Beobachtungen weisen darauf hin, daß im Kasseler Becken südlich des Kasseler Grabens das Grundwasserdargebot im Jahre 1966 bereits um $800\,000 - 900\,000 \text{ m}^3/\text{a}$ (im Mittel $850\,000 \text{ m}^3/\text{a} = 27,0 \text{ l/s}$) durch die Entnahme überschritten wurde.

Auf Dauer ist also im Bereich Kassel eine jährliche mittlere Förderung von rd. 300 l/s möglich. Zum Einzugsgebiet dieses Bereiches gehört auch das westlich der Niederhessischen Senke gelegene Buntsandsteingebiet von Kirchberg-Istha (B₆). Von hier besteht ein hydraulisches Gefälle zum Fuldatale im Gebiet von Kassel, das in den Gesteinen der Solling-Folge zu Grundwasserabflüssen unter der sperrenden Decke von Röt- und Tertiärgesteinen des Gebietes C hindurch führt. In diesem Zwischenbereich wurden aus Tiefbrunnen rd. 94 l/s gefördert, deren Neubildungsgebiet im Gebiet B₆ zu suchen ist (vgl. S. 31/32) und daher als „abgeleitetes Wasser“ zu berücksichtigen ist. Diesem ständigen Grundwasserabfluß ist es ferner zuzuschreiben, daß in diesem Teil der Niederhessischen Senke unter dem Röt meist Wasser mit einer Gesamthärte unter 20° dH angetroffen wird, das als Trinkwasser geeignet ist, im Gegensatz zum Röt-Muschelkalk-Gebiet von Breuna-Calden, wo in den unter dem Röt liegenden Sandsteinen der Solling-Folge meist überhartes Wasser oder sogar Mineralwasser angetroffen wird.

Als korrigierte Werte ergeben sich für die Grundwasserspende (Spalten 10 und 11) für die Teilgebiete B₁ — B₇ Werte zwischen 3,0 und 4,7 l/s km² (= 95 und 150 mm/a), im Gebietsmittel 4,2 l/s km² (= 130 mm/a). Die Niederschläge betragen im Mittel der Jahre 1891 — 1955 zwischen 900 und 600 mm/a (im Gebiet der Niederhessischen Senke < 600 mm/a) (HAUSCHULZ 1959, Bl. 2).

Die Ergebnisse stimmen gut mit denen im Verbreitungsgebiet von Gesteinen des Zechsteins und des Buntsandsteins eingenommenen 119,2 km² großen Gebiet der Korbacher Bucht (Taf. 3, Fig. 2) überein, in dem bei den Messungen im September 1961 (Bezugsdatum 25. 9. 1961) ein Abfluß von 710 l/s (stärkster Abflußzuwachs im Bereich von Niederense und Dorfitter mit rd. 350 l/s) und damit eine Abflußspende von rd. 6 l/s km² ermittelt wurde (MATTHESS 1968).

Verwendet man die aus den Beobachtungen an den Pegeln Herzhausen/Itter und Niederwerbe/Werbebach abgeleiteten Reduktionsfaktoren für den langjährigen Grundwasserabfluß (1951 — 1965) (MATTHESS 1968, S. 146), so ergibt sich für dieses Gebiet ein mittlerer Grundwasserabfluß von 663 l/s (d. h. eine mittlere Abflußspende von 5,6 l/s km² ~ 175 mm/a) und ein mittlerer kleinster Abfluß von 413 l/s (d. h. eine mittlere kleinste Grundwasserspende von 3,5 l/s km² ~ rd. 110 mm/a).

Die gegenüber der Grundwasserspende im Gesamtgebiet hohe Grundwasserspende in diesem Teilgebiet ist auf die sehr große Durchlässigkeit der an der Oberfläche anstehenden, verkarsteten Zechsteinschichten und auf deren großen unterirdischen Speicherraum zurückzuführen, dem anscheinend auch der größere Teil des im Buntsandstein gebildeten Grundwassers zugute kommt. Die Zechsteinschichten wirken offenbar als Dräne und führen das Grundwasser zu den tiefgelegenen Ausbißstellen, wo es in Quellen austritt.

Die Reduktionsfaktoren für das Rheinische Schiefergebirge (2,7 bzw. 0,7) weichen erheblich von den Werten in den von jungpaläozoischen und mesozoischen Schichten eingenommenen Gebieten ab, so daß hier ein grundsätzlicher Unterschied im Abflußverhalten zum Ausdruck kommt. Bei der Reduktion der Abflußwerte im Rheinischen Schiefergebirge auf die A_u - und min A_u -Werte nach WUNDT (1958, S. 48 — 49) ergeben sich ungewöhnlich hohe Grundwasserspenden, die in keiner Weise mit den Erfahrungen bei der Grundwassererschließung zu vereinbaren sind. Daraus ergeben sich prinzipielle Einwände gegen die Anwendung dieses Verfahrens im Rheinischen Schiefergebirge. Die Analyse des Niedrigwasserverhaltens von Gewässern stützt sich auf die Trockenwetterlinie (TWL) (WUNDT 1953, S. 199 — 201). Es ist eine gemittelte Kurve aus den Abfallstrecken einer Abflußganglinie in niederschlagsfreien Zeiten, bei der durch die Mittelbildung die Unterschiede in den Witterungs- und Vegetationsbedingungen der einzelnen Beobachtungsperioden ausgeglichen werden.

Bei der Konstruktion der TWL werden alle Teile der Abflußganglinie weggelassen, die nicht zur Entstehung des unterirdischen Wassers beitragen. So werden z. B. die ersten 3 — 4 Tage nach Niederschlägen nicht berücksichtigt. Der Verlauf der TWL wird von der Orographie, der Bodenbedeckung und den hydrogeologischen Verhältnissen im Einzugsgebiet wesentlich bestimmt. Die Zuordnung des Abflußverhaltens zu bestimmten stratigraphischen oder tektonischen Einheiten wird dadurch erschwert, daß in den Einzugsgebieten meist mehrere derartige Einheiten mit unterschiedlichem Abflußverhalten und unterschiedlicher Verbreitung vorhanden sind. Weiterhin überlagern die witterungsabhängigen Zustände des Bodens (KELLER 1961, S. 392 — 393) und die unterschiedlichen Sättigungsgrade der Boden- und Gesteinshohlräume die Wirkung der hydrogeologischen Eigenschaften der Grundwasserleiter auf das Abflußgeschehen. Die Schwierigkeiten bei der Ausdeutung der Trockenwetterlinie beruhen u. a. auf unterschiedlichen Definitionen, die z. T. auf ungenügenden Kenntnissen über die wirk samen Größen beruhen.

In regenreichen Gebieten, wie dem Rheinischen Schiefergebirge, liefert die Berechnung des mittleren Grundwasserabflusses (A_u) nach WUNDT (1958) zu hohe Werte, da dem Oberflächenabfluß kaum genügend Zeit verbleibt, um abzufließend, ehe die nächsten Niederschläge beginnen (KELLER 1961, S. 396). Die Werte können hier außerdem durch zeitweises Eindringen von oberirdischem Wasser in die quartären Talfüllungen bei Hochwasser („unechtes Grundwasser“ nach SCHROEDER 1952) (River bank storage), die bei Niedrigwasser den Abfluß unverhältnismäßig steigern und auf die Festgesteine des Schiefergebirges bezogene unrichtige Grundwasserneubildungswerte vorspiegeln.

3.2. Ermittlung der Grundwasserfließrichtung und der Einzugsgebiete aus Abflußbeobachtungen bei Niedrigwasser

Als Beispiel für die Ableitung der Grundwasserfließrichtung und der Einzugsgebiete dienen Ergebnisse aus dem Vogelsberg. In Tab. 17 sind die Ergebnisse der Niedrigwassermessungen zusammengestellt, die vom 17. 9. — 9. 10. 1962 durch zwei Meßtrupps des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung an 227 Meßstellen ausgeführt wurden. Hierbei wurde ein Gebiet von rd. 2 590 km² erfaßt. Der Abstand der Meßstellen an den oberirdischen Gewässern betrug meistens 4 — 6 km (MATTHESS & THEWS 1964) (Lage der Meßstellen s. Taf. 4).

Tab. 17. Niederschlagsteilgebietsgrößen, Abflußzuwachs und Abflußspenden im Vogelsberg (Messungen 1962)

Nr. des Niederschlagsgebietes	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/s km ²
1	15,2	21,6	1,4
2	12,4	53,4	4,3
3	14,5	35,0	2,4
4	3,0	0,8	0,3
5	16,9	70,7	4,2
6	9,6	13,5	1,4
7	2,7	0	0
8	2,7	9,5	3,5
9	8,1	5,1	0,6
10	13,4	6,9	0,5
11	8,1	60,0	7,4
12	42,8	108,0	2,5
13	17,5	17,5	1
14	7,6	0,8	0,1
15	13,4	99	7,4
16	15,1	5,0	0,3
17	5,6	7,0	1,3
18	12,1	37	3,1
19	8,3	172 *)	20,7
20	9,6	74,5	7,8
21	40,6	160,5	4,0
22	15,2	15,7	1,0
23	4,7	4,6	1,0
24	3,1	17,4	5,6
25	12,9	7,5	0,6
26	8,0	125	15,6
27	13,0	28,2	2,2
28	34,8	19,3	0,6
29	1,6	0,3	0,19
30	12,5	1,2	0,1

*) Korrigiert um die vom Wasserwerk Fischborn (Stadtwerke Frankfurt/Main) abgeleitete Wassermenge von 86 l/s.

Nr. des Niederschlagsgebietes	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/s km ²
31	6,5	111,0	17,0
32	36,8	66,0	1,8
33	4,4	322	73,0
34	25,7	49,0	1,9
35	6,0	194	32,0
36	16,3	68	4,2
37	24,5	13	0,5
38	3,9	0	0
39	1,1	7,1	6,3
40	26,2	70,0	2,7
41	12,2	56,5	4,6
42	0,6	0	0
43	35,2	52,5	1,49
44	6,4	0	0
45	4,3	2,65	0,6
46	0,9	0	0
47	2,9	26,4	9,1
48	15,5	7,0	0,5
49	2,5	2,5	1,0
50	0,9	0	0
51	1,9	49,8	26,2
52	1,7	0,35	0,2
53	6,9	3,2	0,5
54	26,3	5,5 **)	0,2
55	34,5	9,5 **)	0,3
56	13,3	2,5	0,19
57	8,2	2,1	0,25
58	2,2	14,0	6,4
59	10,0	17,0	1,7
60	11,9	680 *)	57,0
61	1,8	14,0	0
62	9,9	2,6	0,3
63	2,9	2,2	0,8
64	6,3	7,0	1,1
65	86,8	7,4 **)	0,1
66	6,9	0,2	0,3
67	3,6	0,15	0,04
68	7,5	12,5	1,7
69	13,7	200 ***)	14,5
70	8,3	72,1	8,7
71	15,0	9,0	0,6
72	21,2	315,5 ****)	14,8
73	11,1	98	8,8
74	14,7	28,0	1,9
75	35,1	0	0

*) Korrigiert um die vom Wasserwerk Inheiden (ZOV) geförderte und abgeleitete Wassermenge von 690 l/s.

**) Korrigiert um die zugeleiteten Wassermengen.

***) Korrigiert um die abgeleitete Wassermenge (97 l/s).

****) Korrigiert um die abgeleitete Wassermenge (123,5 l/s).

Nr. des Niederschlagsgebietes	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/s km ²
76	16,1	54,5	3,4
77	2,1	0	0
78	31,4	27,5	0,9
79	15,5	140	9,05
80	18,4	16,0	0,9
81	5,6	— 8,7	0
82	39,2	296,0	7,6
83	23,8	21,0	0,9
84	14,0	51	3,6
85	3,6	0,1	0,03
86	2,8	1,5	0,5
87	14,6	19	1,3
88	31,8	198,4	6,3
89	12,5	23,6	1,9
90	12,0	37,1	3,1
91	5,0	15,0	3,0
92	13,8	72	5,2
93	9,6	2,5	0,3
94	14,4	169,1	11,7
95	11,3	20,2	0,9
96	15,5	22,1	1,4
97	2,0	0	0
98	22,5	178	7,9
99	7,4	0,75	0,1
100	11,0	0,75	0,1
101	5,7	0,2	0,04
102	12,1	0,8	0,1
103	17,6	— 15,1	0
104	23,8	112	4,7
105	22,8	45,3	2,0
106	4,9	13,2	2,7
107	2,2	3,0	1,4
108	11,4	13,8	1,2
109	4,0	2,0	0,5
110	5,9	0	0
111	7,6	58	7,6
112	27,0	232	8,0
113	7,6	2,5	0,3
114	13,6	5,5	0,4
115	11,7	40,7	3,5
116	6,1	11,0	1,8
117	12,5	26,1	2,1
118	31,2	26,0	0,8
119	0,8	1,25	1,6
120	2,2	0,25	1,14
121	2,5	2,9	1,2
122	2,4	0	0
123	1,6	4,0	2,5
124	12,6	20	1,6
125	1,3	2,8	2,2
126	11,3	12,1	1,1
127	17,2	38,1	2,2

Nr. des Niederschlagsgebietes	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/s km ²
128	13,0	21,8	1,7
129	8,9	0	0
130	26,8	40,3	1,5
131	8,5	110,8	13,0
132	6,2	0	0
133	16,3	91	5,6
134	2,3	3,0	1,3
135	4,8	1,5	0,3
136	3,7	0,3	0,1
137	39,5	33	0,8
138	16,0	0,2	0,01
139	6,5	0	0
140	18,5	19,4	1,1
141	5,0	0	0
142	4,5	7,8	1,8
143	1,9	0,7	0,4
144	2,6	56,0	21,4
145	16,3	72,9	4,5
146	2,2	0	0
147	30,3	101	3,3
148	8,9	1,0	0,1
149	3,0	3,0	1,0
150	13,7	24,5	1,8
151	1,3	1,0	0,8
152	3,0	2,0	0,7
153	2,0	2,8	1,4
154	1,9	6,3	3,3
155	23,2	72,1	3,1
156	17,4	4,3	0,2
157	17,6	17,5	1,0
158	13,2	29,0	2,2
159	18,8	43,0	2,3
160	8,2	20,2	2,4
161	2,5	0	0
162	7,2	11,4	1,6
163	13,4	22,4	1,7
164	22,0	30,5	1,4
165	2,0	— 2,0	0
166	23,0	260	11,3
167	5,7	0,3	0,05
168	2,3	8,1	3,5
169	1,6	0,7	0,4
170	2,3	1,8	0,8
171	7,3	4,6	0,6
172	10,5	1,9	0,18
173	3,8	39,0	10,3
174	11,0	12,4	1,1
175	12,5	26,6	2,1
176	7,3	37,2	5,1
177	2,8	5	1,8
178	3,1	0	0
179	0,7	0,2	0,03

Nr. des Niederschlagsgebietes	ΔF_N km ²	ΔQ l/s	q l/s km ²
180	11,4	— 5,1	0
181	6,8	19,0	2,8
182	9,4	38,6	4,1
183	4,8	21,2	4,4
184	6,2	15,8	2,6
185	5,9	— 3	0
186	2,8	1,5	0,5
187	7,3	0	0
188	5,6	1	< 0,2
189	7,9	68,4	8,6
190	7,2	2,3	0,3
191	2,0	0,2	0,1
192	22,2	105	4,7
193	4,7	13,5	2,8
194	11,8	120	10,2
195	7,7	18,0	2,3
196	7,1	— 6,8	0
197	7,5	14,8	< 0,2
198	2,3	0	0
199	8,8	60	6,8
200	4,0	1	0,25
201	5,5	1	0,18
202	1,9	0	0
203	6,7	32,6	4,9
204	8,2	28,9	3,5
205	27,3	106,5	3,9
206	0,4	< 0,2	0,5
207	5,6	0,2	0,4
208	27,0	104,0	3,9
209	5,0	20,4	4,1
210	4,1	1,5	0,4
211	1,1	0	0
212	16,6	1	0,06
213	28,0	— 3,6	0
214	12,6	56,0	4,5
215	27,2	79	2,9
216	2,3	2,5	1,1
217	1,4	0	0
218	32,0	263,3	8,2
219	5,7	16,6	2,9
220	4,2	0	0
221	4,6	9,6	2,1
222	13,3	53,4	4,0
223	9,2	25,6	2,8
224	5,6	2,5	0,4
225	10,0	2,1	0,2
226	18,9	140,0	7,4
227	26,9	71,0	2,7

Das zusammenhängende Basaltgebiet des Vogelsberges bildet eine flache Kuppel von rundlichem Umriß. Ihre Ränder liegen zwischen 200 m über NN (Gießen) und 400 m über NN (Stockhausen bei Lauterbach). Der exzentrisch gelegene Kern des Gebirges, der Hohe Vogelsberg (Oberwald), erhebt sich bei etwa 500 m über NN beginnend, als Stufe über die Umgebung und gipfelt im Taufstein (774 m über NN).

Über den Vogelsberg verlaufen die Wasserscheiden zwischen vier größeren Flüssen, von denen drei (Lahn, Nidda, Kinzig) zum Rheingebiet und einer (Fulda) zum Weser-gebiet gehören. Das Gesamtgebiet gehört zu 11,4 % dem Niederschlagsgebiet der Kinzig, zu 35,8 % dem der Nidda, zu 28,2 % dem der Lahn und zu 24,6 % dem der Fulda an.

Die zahlreichen im Oberwald entspringenden Gewässer gehen strahlenförmig von ihm aus. Die strahlenförmige Anordnung wird nur durch die wichtigste tektonische Struktur, den 5 — 6 km breiten, N-S streichenden Horloff-Graben und die Fortsetzung seiner östlichen Randstörung, die Ohm-Seental-Linie, gestört. Ein gewisser Einfluß auf die Gewässerrichtung ist im Bereich des östlichen Vogelsberges durch den NW-SE streichenden Lauterbacher Graben feststellbar.

Die mittleren Jahresniederschläge (Jahresreihe 1891 — 1955) reihen von über 1200 mm/a im Hohen Vogelsberg bis < 550 mm/a im westlichen Vogelsberg (Lee-lage zum Rheinischen Schiefergebirge) (HAUSCHULZ 1959, Bl. 2).

Das vulkanische Gestein ist im großen gesehen eine schichtig gelagerte Abfolge von Basalten und Basaltvarietäten mit zwischengeschalteten Tuffen¹¹⁾, die die stellenweise tiefgründig tonig verwitterten mesozoischen und paläozoischen Gesteine und tertiären Lockersedimente überlagern. Die tertiäre Schichtfolge, die in den tiefstabsunkenen Teilen der Mittelmeer-Mjösen-Zone (Wetterau, Kirchhainer Becken) die größte Mächtigkeit aufweist, ist durch die reichlich eingeschalteten Tone und Mergel in vertikaler Richtung schlecht durchlässig und trennt, zusammen mit der erwähnten Verwitterungsdecke der paläozoischen und mesozoischen Gesteine, die Grundwasservorkommen im Vogelsberg-Eruptivgestein vom Liegenden weitgehend ab, so daß der Grundwasser-austausch, der örtlich mit den liegenden Gesteinen (Buntsandstein, Zechstein, Rotlie-gendes, Altpaläozoikum) bestehen kann, bei den vorliegenden Überlegungen vernach-lässigt werden kann. Wegen des schichtigen Aufbaus aus durchlässigen Basalten, schlecht durchlässigen tonig-lateritischen Verwitterungsdecken, die wahrscheinlich unter tropischen bis subtropischen Klimabedingungen in der Miozän- und Pliozänzeit entstanden (SCHENK 1965), und Tuffen (SCHENK 1953, S. 195) sind häufig mehrere Grundwasserstockwerke mit verschiedenem hydrostatischem Druck übereinander ent-wickelt. In den höheren Lagen sind örtlich schwebende Grundwasserstockwerke ausge-bildet; die Hauptmenge des Grundwassers versinkt jedoch auf tiefer liegende zusam-menhangende Grundwasserstockwerke und tritt dort, wo diese von der Erdoberfläche geschnitten werden, in Quellen aus. Wo der wasserdurchlässige Vogelsbergbasalt der

¹¹⁾ Für diese Betrachtung ist die Genese des schichtigen Aufbaues, nämlich, ob es sich um Ober-flächenergüsse (SCHOTTNER 1937), Intrusionen (KLÜPFEL 1933, 1953) oder Subfusionen (SCHENK 1964) handelt, nur von untergeordneter Bedeutung.

zentralen Gebirgsteile an Verwerfungen gegen weniger durchlässige bzw. schlecht durchlässige tertiäre Sedimente oder Tuffschichten stößt, kommt es zum Austritt großer Grundwassermengen, wie in den Quellgebieten bei Inheiden, Lauter, Queckborn und Nidda.

Dies spiegelt sich in den im Rahmen der o. g. Abflußmessungen gefundenen Niedrigwasserspenden in den Teilgebieten (Taf. 4), die zwischen 0 und 73 l/s km² streuen; die mittlere Spende¹²⁾ beträgt rund 3,5 l/s km².

Tab. 18. Abfluß- und Flächenanteile von Gebieten mit größerer Abflußspende im Vogelsberg¹³⁾

Spenden Abflußanteil	> 3,0 l/s km ² Flächenanteil	Spenden Abflußanteil	> 5,0 l/s km ² Flächenanteil
79,4 %	35,0 %	63,0 %	20,0 %

Aus Tab. 18 geht hervor, daß ein hoher Prozentsatz des Abflusses aus einem verhältnismäßig kleinen Anteil des Niederschlagsgebietes stammt. Die außerordentlich unterschiedlichen Spenden lassen sich auch bei Berücksichtigung der Niederschläge und der Verdunstung nicht durch verschiedene hohe Grundwasserneubildung erklären. Vielmehr fließt aus den Teilgebieten, die eine unterdurchschnittliche Abflußspende haben, das Wasser ganz oder teilweise unterirdisch in die Gebiete mit überdurchschnittlich hohen Spenden. Ausgehend von dieser Überlegung wurde berechnet, welche Wassermenge aus Gebieten mit geringer Spende unterirdisch in die Gebiete hoher oberirdischer Spende abfließen muß, wobei zunächst vereinfachend von einer gleichgroßen Grundwasserneubildung ausgegangen wurde. Unter Berücksichtigung der orographischen und hydrogeologischen Gegebenheiten wurden dann den Gebieten hoher oberirdischer Spende entsprechend große Gebiete mit niedriger oberirdischer Spende als Einzugsgebiete zugeordnet.

Bei diesem Vorgehen zeigte sich, daß im Hohen Vogelsberg hohe Abflüsse auftreten, für die bei Annahme einer gleichmäßig hohen Grundwasserneubildung keine ausreichend großen Einzugsgebiete vorhanden sind. Man ist deshalb gezwungen, im Hohen Vogelsberg mit einem um etwa 1,5 l/s km² höheren Grundwasserabfluß als im Gebietsmittel des gesamten Vogelsberges zu rechnen. Da der Mittelwert der Niedrigwasserspende des gesamten Vogelsberges durch die Messungen festliegt, muß an anderer Stelle mit geringeren Grundwasserabflüssen gerechnet werden. In der Tat treten Gebiete, z. B. im nördlichen Vogelsberg, auf, in denen die schematische Anwendung des Mittelwertes höhere Abflüsse als die wirklich gemessenen ergibt.

¹²⁾ Bei der Berechnung der Abflußspende des vulkanischen Vogelsberges wurden die Flächen Nr. 13, 21, 23 — 26, 43, 65, 84, 89, 90, 92, 118 — 123, 125, 126, 128, 129, 131, 135 — 137, 157, 191, 192, 207, 215 — 217 und 227 nicht berücksichtigt, da sie ganz oder zum größten Teil außerhalb des Vogelsberges liegen. Aus der verbleibenden 2 098,7 km² großen Fläche flossen in der Meßperiode 7 411,5 l/s ab.

¹³⁾ Die Berechnung bezieht sich auf das in Fußnote 12 abgegrenzte Gebiet des vulkanischen Vogelsberges.

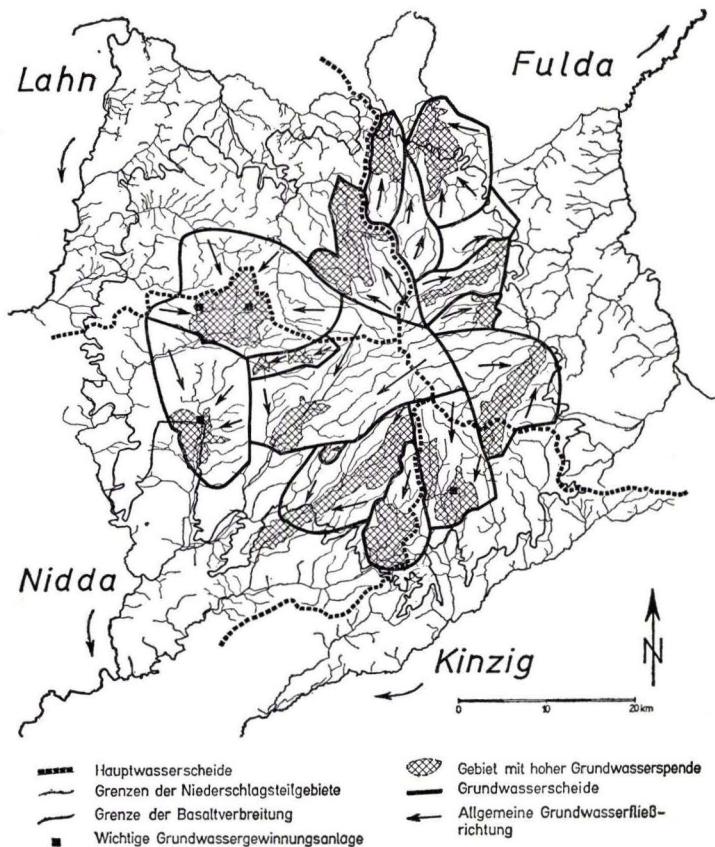


Abb. 20. Grundwasserfließrichtungen und Einzugsgebiete im Vogelsberg.

Die Karte der Grundwasserverhältnisse (Abb. 20), die die unterirdischen Wasserscheiden und Grundwasserfließrichtungen vereinfachend darstellt, zeigt, daß die Hauptwasserscheiden teilweise von den Hauptgrundwasserscheiden abweichen und Grundwasser aus den Niederschlagsgebieten der Lahn und der Fulda in die der Kinzig und besonders der Nidda fließt.

4. Zusammenfassung und Vorschläge für weitere Untersuchungen

1. Die Bedeutung der Gesteinsdurchlässigkeit der psephitisch-psammitischen Sedimente, der Karbonat-, Gips-, Anhydrit- und Salzgesteine, der Ton- und Schluffsteine sowie der vulkanischen Gesteine wird erörtert. Sie spielt offenbar nur bei den psephitisch-psammitischen und karbonatischen Sedimentgesteinen eine Rolle, wobei Korngrößenverteilung, petrographische Beschaffenheit und diagenetischer Zustand den Umfang der Gesteinsdurchlässigkeit bestimmen.

Die Verbreitung und der sedimentologisch-petrographische Bestand des Buntsandsteins als dem wichtigsten psephitisch-psammitischen Sedimentkomplex im Hessischen Bergland werden näher beschrieben. Bei den Schichten des Mittleren Buntsandsteins und der Solling-Folge des Oberen Buntsandsteins Nordhessens ergeben sich Zusammenhänge zwischen der Lage der untersuchten Bohrungen innerhalb des Sedimentationsraumes, der stratigraphischen Einheit, dem Diagenesezustand und den beobachteten Durchlässigkeiten. Während die Gesteine am Rande des Buntsandsteinbeckens infolge größerer Körnung und geringerer Verkitung eine erhebliche, auch für praktische Zwecke nicht unwesentliche Gesteinsdurchlässigkeit (mehrere d) aufweisen, sind die schlecht sortierten, feinkörnigen, meist durch Kieselsäureauscheidungen, Drucklösung u. a. diagenetisch völlig verfüllten Sandsteine im Beckeninneren ohne nennenswerte Durchlässigkeit.

Als weitere Aufgaben werden genannt:

- a) die Untersuchung der Zusammenhänge zwischen der Permeabilität und den diagenetischen Merkmalen
 - b) die Erweiterung der wenigen bisher vorliegenden Beobachtungswerte an Kernmaterial mit Hilfe der bisher angewandten direkten Permeabilitätsmessungen
 - c) die Erweiterung der Meßdaten durch Heranziehen der Berechnungsmethode der Durchlässigkeit aus Porosität und Korngrößenverteilung nach KOZENY-CARMAN, bei der, wie MEDER (1966, S. 626) herausstellt, auch Spülproben und zerbrockelte Bohrkerne verwendet werden können. Das seltene Vorkommen von Karbonat, das bei diesem Verfahren stört, begünstigt das Vorgehen nach dieser Methode im vorliegenden Fall
 - d) die Untersuchung der Gesteinsdurchlässigkeit in den karbonatischen Gesteinen des Zechsteins und Muschelkalkes unter gleichzeitiger sedimentpetrographischer Untersuchung
 - e) die Untersuchung der Ton- und Schluffsteine, die besonders im Zechstein und Buntsandstein größere Verbreitung und Mächtigkeit besitzen, hinsichtlich ihrer grundwassersperrenden Wirkung. Hierzu gehören sedimentpetrographische Aufnahmen der Korngrößen, der Tonmineralzusammensetzung und des Diagenesezustandes und bodenphysikalische Messungen der Plastizität und des Quellvermögens.
2. Die Trennfugendurchlässigkeit bestimmt in Art, Richtung und Ausmaß die hydrologischen Eigenschaften der Festgesteine entscheidend. Die Anisotropie derartiger Gesteine in bezug auf das Grundwasser wirkt sich mit Abnahme der Kluftdichte und damit mit der Zunahme der praktisch geschlossenen Gesteinsblöcke immer stärker

aus. In intensiv zerbrochenen Gesteinskomplexen, insbesondere in Subrosionsgebieten und noch mehr im Bereich der oberflächennahen Auflockerung, nähern sich die hydraulischen Verhältnisse denen von Lockergesteinsgrundwasserleitern.

Die in Kluftgrundwasserleitern ermittelten Abstandsgeschwindigkeiten liegen in der gleichen Größenordnung wie in den Karstgrundwasserleitern.

Der Unterschied zwischen dem hydraulischen Verhalten des Grundwassers in Karstgrundwasserleitern und in Kluftgrundwasserleitern ist grundsätzlich gering. Wesentlicher Unterschied ist die bei den verkarstungsfähigen Gesteinen im Laufe der Zeit zunehmende Konzentration des Abflusses auf wenige bevorzugte Fließbahnen und Austrittspunkte als Folge fortschreitender Verkarstung.

Als weitere vertiefende Untersuchungen ergeben sich:

- a) die regionale Messung der Kluftverteilung, der Kluftdichte und des Kluftvolumens in oberirdischen Aufschlüssen und in Bohrungen (mit Hilfe von Unterwasserfotografie und Unterwasserfernsehen, Flowmetern u. a. geophysikalischen Hilfsmitteln)
 - b) die Feststellung des Streubereichs möglicher Abstandsgeschwindigkeiten durch weitere Markierungsversuche, eine Aufgabe, die besonders für die Probleme des Grundwasserschutzes in derartigen Gesteinen praktische Bedeutung hat, so z. B. für die Untersuchung von Dispersion und Verdünnung.
3. Die Auswertung der Trockenwettermessungen in Verbreitungsgebieten von Karst- und Kluftgrundwasserleitern erlauben Aussagen über die Höhe der Grundwasserneubildung, die Größe und Lage von Einzugsgebieten und das zeitliche Verhalten des Grundwasserabflusses, wie an Beispielen aus Nordhessen und dem Vogelsberg gezeigt wird. Mit Hilfe des A_u - und $\min A_u$ -Verfahrens nach WUNDT lassen sich in klüftigen, grundwasserführenden Gesteinen Aussagen über die Grundwasserneubildung gewinnen.

Im intensiv gefalteten Gebirge (Rheinisches Schiefergebirge), wo die Grundwasserbewegung im wesentlichen auf die aufgelockerte Schuttdecke beschränkt ist, müssen andere Verfahren entwickelt werden.

Schriftenverzeichnis

- ATHY, L. F.: Density, porosity and compaction of sedimentary rocks. — Bull. amer. Assoc. Petrol. Geol., **14**, 1, S. 1—24, 5 Abb., 3 Tab., Tulsa 1930.
- BACK, W.: Preliminary results of a study of calcium carbonate saturation of groundwater in central Florida. — Bull. int. Assoc. sci. Hydrol., **8**, 3, S. 43—51, 8 Abb., 2 Tab., Gentbrugge 1963.
- BACKHAUS, E., LOHMANN, H. & REGENHARDT, H.: Der Mittlere Buntsandstein im Reinhardswald (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **86**, S. 192—201, 2 Abb., Wiesbaden 1958.
- BATSCHE, H., BAUER, F., BEHRENS, H., BUCHTELA, K., HRIBAR, F., KÄSS, W., KNUTSSON, G., MAIRHOFER, J., MAURIN, V., MOSER, H., NEUMAIER, F., OSTANEK, L., RAJNER, V., RAUERT, W., SAGL, H., SCHNITZER, W. A. & ZÖTL, J.: Vergleichende Markierungsversuche im Mittelsteirischen Karst 1966. — Steir. Beitr. Hydrogeol., N. F. **18/19**, S. 331—404, 22 Abb., 13 Tab., 2 Taf., Graz 1967.
- BENTALL, R.: Shortcuts and special problems in aquifer tests. — US geol. Surv. Water Supply Pap., **1545** C, 9+117 S., 31 Abb., Washington 1963.
- BERZ, K. C.: Die Grundwasserverhältnisse im Versinkungsgebiet der oberen Donau. — Mitt. geol. Abt. württ. stat. L.-Amt, **11**, 82 S., 5 Abb., 7 Taf., 1 Kte., Stuttgart 1928.
- BILLINGS, M. P.: Structural Geology. 2. Aufl., 514 S., 381 Abb., New York (Prentice-Hall) 1955.
- BIESE, W.: Über Höhlenbildung. I. Entstehung der Gipshöhlen am südlichen Harzrand und am Kyffhäuser. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **137**, 71 S., 46 Abb., 12 Taf., Berlin 1931.
- BÖGLI, A.: Die Kalkkorrosion, das zentrale Problem der unterirdischen Verkarstung. — Steir. Beitr. Hydrogeol., N. F. **15/16**, S. 75—90, 3 Abb., 3 Tab., Graz 1964.
- Neue Anschauungen über die Rolle von Schichtfugen und Klüften in der karsthydrographischen Entwicklung. — Geol. Rdsch., **58**, 2, S. 395—408, 8 Abb., Stuttgart (Enke) 1969.
- BOGOMOLOW, G. W.: Grundlagen der Hydrogeologie. 2. Aufl., 178 S., 104 Abb., 18 Tab., Berlin (VEB Deutsch. Verl. Wissenschaften) 1958.
- BOLSENKÖTTER, H.: Ein Färbversuch in der Rohrer Kalkmulde (Devon der Eifel). — GWF, **104**, 40, S. 1156—1158, 2 Abb., München 1963.
- BOSSE, H.: Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzenonen südlich des Unterwerrasattels. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F., **128**, S. 1—37, 10 Abb., 1 Taf., Berlin 1931.
- BRANDECKER, H., MAURIN, V. & ZÖTL, J. mit einem Beitrag von K. BOLZER: Hydrogeologische Untersuchungen und baugeologische Erfahrungen beim Bau des Dießbach-Speichers (Steinernes Meer). — Steir. Beitr. Hydrogeol., N. F. **17**, S. 67—111, 10 Abb., 5 Taf., 5 Tab., Graz 1965.
- BUCHTELA, K., MAIRHOFER, J., MAURIN, V., PAPADIMITROPOULAS, T. & ZÖTL, J.: Vergleichende Untersuchungen an neueren Methoden zur Verfolgung unterirdischer Wässer. — Die Wasserwirtsch., **54**, 9, S. 260—270, 17 Abb., 4 Tab., Stuttgart 1964.
- BÜCKING, H.: Der Nordwestliche Spessart. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **12**, 274 S., 3 Taf., 1 Kte., Berlin 1892.
- BUDDE, E. & KAPPELMAYER, O.: Physikalische Bodenluftuntersuchungen. In: A. BENTZ: Lehrbuch der angewandten Geologie. **1**, S. 928—934, 3 Abb., 2 Tab., Stuttgart (Enke) 1961.
- CARLÉ, W.: Ein aufschlußreicher Färbversuch im Karstgebiet. — Aus der Heimat, **64**, S. 128—131, 1 Abb., 1 Tab., Öhringen 1956.
- CARMAN, P. C.: Fluid flow through granular beds. — Trans. Inst. chem. Eng., **15**, S. 150, 1937. — Flow of gases through Porous Media. London 1956.
- CASTANY, G.: Traité pratique des eaux souterraines. 657 S., Abb., Tab., Paris (Dunod) 1963.

- CLOOS, H.: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen (Granittektonik). 1. Spez. T.: Das Riesengebirge in Schlesien. 194 S., 76 Abb., 4 Taf., Berlin (Borntraeger) 1925.
- DABROWSKI, T.: Karst Hydrogeology of the Polish Tatra Mts. obtained by colouring methods. — Steir. Beitr. Hydrogeol., N. F. **18/19**, S. 219—226, 2 Abb., 3 Tab., 1 Taf., Graz 1967.
- DALE, T.: The commercial granites of New England. — US geol. Surv. Bull., **738**, 488 S., 34 Taf., 96 Abb., Tab., Washington 1923.
- D'ANS, J. & LAX, E.: Taschenbuch für Chemiker und Physiker. 3. Aufl., 1522 S., Berlin - Heidelberg - New York 1967.
- DARCY, H.: Les fontaines publiques de la ville de Dijon. 674 S., Paris (Dalmont) 1856.
- DAVIS, J. B.: Petroleum Microbiology. 604 S., 208 Abb., 160 Tab., Amsterdam - London - New York (Elsevier) 1967.
- DAVIS, S. N. & DE Wiest, R. J. M.: Hydrogeology. 2. Aufl., 463 S., Abb., New York - London - Sydney (Wiley) 1967.
- DAVIS, W. M.: Origin of limestone caverns. — Geol. Soc. Amer. Bull., **41**, S. 475—628, 62 Abb., 2 Taf., New York 1930.
- DENCKMANN, A.: Geologische Untersuchung der Wolkersdorfer Quelle bei Frankenberg in Hessen. — Z. prakt. Geol., **9**, S. 1—9, 5 Abb., Berlin 1901.
- DEUBEL, F.: Zur Frage der unterirdischen Abwasserversenkung in der Kali-Industrie. — Abh. deutsch. Akad. Wiss., Kl. Math. u. allg. Naturwiss., **1954**, H. 3, 23 S., 1 Anl., Berlin 1954.
- DIEDERICH, G.: Fazies, Paläogeographie und Genese des Unteren Buntsandstein norddeutscher Auf-fassung im südlichen Beckenbereich. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**, S. 132—157, 8 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1966. [1966 a]
- Zur Stratigraphie des Unteren Buntsandstein im deutschen Buntsandsteinbecken. — Z. deutsch. geol. Ges., **116**, 3, S. 875—890, 2 Tab., Hannover 1966. [1966 b]
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5324 Hünfeld, S. 72—89, 1 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1968.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M. mit Beitr. von R. VILLWOCK: Das obere Biebertal im Nordspessart, Neugliederung des Unteren Buntsandstein, Exkursionsführer und geologische Karte. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **48**, 34 S., 2 Abb., 5 Tab., 4 Taf., 1 Kte., Wiesbaden 1964.
- DIEDERICH, G. & LAEMMLEN, M.: Kritische Betrachtungen zur Arbeitsweise im Buntsandstein und zu den Grundlagen einer einheitlichen Buntsandsteinstratigraphie. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**, S. 85—110, 2 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1968.
- DIETZ, C. & PREUL, F. unter Mitarbeit von H. BODE, W. DIENEMANN & H. UDLUFT: Erl. hydrogeol. Übersichtskte. 1 : 500 000, Bl. Hannover. 128 S., 1 Kte. 1 : 500 000, Remagen (B.-A. Landesk.) 1955.
- DUPUIT, J.: Etudes théorétiques et pratiques sur le mouvement des eaux dans les canaux découverts et à travers les terrains perméables. 2. Augs., 30 S., Paris (Dunod) 1863.
- DÜRBAUM, H. J.: Über das Darcysche Gesetz. — Dtsch. gewässerk. Mitt., **1**, S. 76—82, 3 Abb., 1957.
- Porosität und Durchlässigkeit von Gesteinen. In: A. BENTZ: Lehrbuch der Angewandten Geologie. **1**, S. 934—949, 10 Abb., Stuttgart (Enke) 1961.
- DÜRBAUM, H. J., MATTHESS, G. & RAMBOW, D.: Untersuchungen der Gesteins- und Gebirgsdurch-lässigkeit des Buntsandsteins in Nordhessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **97**, S. 258—274, 10 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1969.
- EINSELE, G., BOZORGZAD-ARBAB, D., HEITELE, H., KLOCK, M. & SEILER, U.-P.: Hydrogeologische Untersuchungen in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. Allgemeiner Teil. Neubildung und Speicherung von Grundwasser. — Geol. Mitt., **9**, S. 1—74, 24 Abb., 15 Tab., Aachen 1969.

- EISSELE, K.: Pleistozäner Bodenfrost im nordschwarzwälder Buntsandstein. — Hermann-Aldinger-Festschr., S. 43—50, 2 Abb., Stuttgart 1962.
- Zur Auswertung und Deutung von Salzungsversuchen. — GWF, **104**, 40, S. 1158—1160, 2 Abb., München 1963.
- Über Grundwasserbewegung in klüftigem Buntsandstein. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **8**, S. 105—111, 2 Abb., Freiburg i. Br. 1966.
- Zur Hydrogeologie der Buntsandstein-Tiefenwässer am Schwarzwald-Ostrand. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **9**, S. 69—80, 1 Abb., 2 Tab., Freiburg i. Br. 1967.
- EISSELE, K. & GROSCHOPF, P.: Zur Karsthydrologie der Schwäbischen Alb. — Jh. Karst- u. Höhlenk., **4**, S. 81—92, 3 Abb., 1 Tab., München 1963.
- ENGELHARDT, W. VON: Der Porenraum der Sedimente. 207 S., 83 Abb., 39 Tab., Berlin - Göttingen - Heidelberg (Springer) 1960.
- EVANS, D. E.: Man-made earthquakes in Denver. — Geotimes, **10**, 9, S. 11—18, 7 Abb., Washington 1966.
- FINK, M. H.: Tektonik und Höhlenbildung in den niederösterreichischen Kalkalpen. — Wiss. Beih. z. „Die Höhle“, 128 S., 35 Abb., 1 Beil., Wien 1967.
- FINKENWIRTH, A.: Deep well disposal of waste brine in the Werra potash region. — Mem. I. A. H., **7**, S. 123—129, 2 Abb., 2 Tab., Hannover 1967.
- Böschungsrutschungen bei der Aufschlitzung des Braunhäuser Tunnels (Hauptstrecke Bebra—Göttingen der Deutschen Bundesbahn. — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **15**, S. 441—462, 2 Taf., 3 Abb., Krefeld 1968.
- FINKENWIRTH, A. & MOTZKA, R.: Lagerstätten. — Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, Kte. 10 (1 : 300 000), Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1964.
- FISCHER, K.: Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser- und Aller-Gebiet. — Jb. Gewässerk. Norddeutschl., Bes. Mitt., **7**, 2, 129 S., 3 Abb., 12 Taf., Berlin 1932.
- FOURMARIER, P.: Hydrogéologie. 2. Aufl., 294 S., 164 Abb., Paris-Liège 1958.
- FRITZSCHE, C. H.: Lehrbuch der Bergbaukunde. **2**, 8./9. Aufl., 611 S., 549 Abb., Berlin - Göttingen - Heidelberg (Springer) 1958.
- FÜCHTBAUER, H.: Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **114** (1962), S. 484—531, 10 Abb., 3 Taf., 3 Tab., Hannover 1964.
- Influence of different types of diagenesis on sandstone porosity. — Proc. VII. World Petrol. Congr., **2**, S. 353—369, 13 Abb., 5 Tab., Mexico 1967.
- FULDA, E.: Salzspiegel und Salzhang. — Z. deutsch. geol. Ges., **75**, Mbr., S. 10—14, 1 Abb., Berlin 1923.
- GEIB, K. W. & WEILER, H.: Die vulkanischen Ablagerungen der Eifel und ihre Bedeutung für Wasserhaushalt und Wasserversorgung. — Mz. naturwiss. Arch., **7**, S. 141—152, 2 Abb., Mainz 1968.
- GILBERT, G. K.: Domes and dome structure of the High Sierra. — Geol. Soc. Amer. Bull., **15**, S. 29—36, 1 Abb., 4 Taf., New York 1904.
- GRAHMANN, R. mit einem Beitrag von W. WUNDT: Die Grundwässer in der Bundesrepublik Deutschland und ihre Nutzung. 198 S., 48 Abb., 3 Taf., 2 Ktn. 1 : 1 000 000, Remagen/Rhein (B.-A. Landesk.) 1958.
- GRAULICH, J. M.: Une grotte traversée par le sondage de Wépion à 1.000 mètres de profondeur. — Bull. Soc. belge Géol., **63**, S. 113—118, 1 Abb., Brüssel 1954.
- GRIMM, W. D. & HOFBAUER, J.: Die Grundwasserkarte von Bayern 1 : 25 000. — Deutsch. gewässerk. Mitt. Sh., S. 113—128, 7 Anl., Koblenz 1967.

- GRUND, A.: Die Karsthydrologie. Studien aus West-Bosnien. — Geogr. Abh., **7**, 3, 200 S., 14 Abb., Leipzig 1903.
- HÄSSELBARTH, U.: Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht in natürlichen Wässern unter Berücksichtigung des Eigen- und Fremdelektrolyt-Einflusses. — GWF, **104**, S. 89—93, 157—160, 3 Abb., 8 Tab., München 1963.
- HALLENBACH, F.: Bohrlochmessungen. In: BENTZ, A.: Lehrbuch der Angewandten Geologie. S. 489—928, 29 Abb., Stuttgart (Enke) 1961.
- HAUSCHULZ, J.: Gewässerkundliches Kartenwerk Hessen, Teil I, 6 Ktn., 3 Tab., Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1959.
- HAUTHAL, U.: Zum Wasserleitvermögen von Gesteinen des Mittleren Buntsandsteins. — Z. angew. Geol., **13**, 8, S. 405—407, 2 Tab., Berlin 1967.
- HEDEMANN, H.-A.: Die Gewölbestruktur des Sollings und ihre Entstehung. — Geol. Jb., **72**, S. 529—638, 1 Taf., 16 Abb., 2 Tab., Hannover 1957.
- HEITELE, H.: Versickerungsvorgänge in der Buntsandsteinzone des südlichen Saarlandes. Diss., 100 S., 4 Tab., 32 Abb., Tübingen 1968.
- HEITFELD, K. H.: Hydro- und baugeologische Untersuchungen über die Durchlässigkeit des Untergrundes an Talsperren des Sauerlandes. — Geol. Mitt., **5**, 210 S., 71 Abb., 18 Tab., 4 Taf.-Beil., Aachen 1965.
- Hydrogeologische Untersuchungen an Talsperren des Sauerlandes. — Int. Assoc. Hydrogeol. Mem., **7**, S. 181—186, 5 Abb., Hannover 1967. [1967 a]
- Hydrogeologische Untersuchungen im Bereich des Kremasta-Stausees in West-Griechenland. — Geol. Mitt., **7**, 2, S. 129—158, 22 Abb., Aachen 1967. [1967 b]
- HIEKE, W.: Stratigraphie (Trias, Tertiär) und Tektonik am Remsfelder Grabenknollen (nördliches Hessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**, S. 201—234, 7 Abb., Wiesbaden 1966.
- HOFMANN, W.: Wasserwegsamkeit und Grundwasserregeneration in den Schichten des Unterems- und des Hunsrückschiefers in und westlich der Idsteiner Senke. Diss., 135 + 57 S., 50 Tab., 2 Ktn. 1 : 25 000, Mainz 1969.
- HÖLTING, B. & MATTHESS, G.: Ein Sporenliftversuch im Zechstein von Korbach/Hessen. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **91**, S. 237—255, 9 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1963.
- HÖLTING, B. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Beiträge zur Tektonik des nordwestlichen Vorlandes des basaltischen Vogelsberges, insbesondere des Amöneburger Beckens. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **47**, 37 S., 2 Taf., Wiesbaden 1964.
- HÖLTING, B. & THEWS, J. D.: Grundwasserbeschaffenheit. — In: Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, E 93—95, 1 Kte. 1 : 300 000 (Hess. Min. Landw. u. Forsten) 1964.
- HOPPE, W.: Die Auslaugungerscheinungen im Werra-Kaligebiet, ihre Bedeutung für die Lagerstätte und die Landschaftsformen. — Jb. R.-Amt Bodenforsch. (1941), **62**, S. 248—271, 3 Abb., 1 Taf., Berlin 1944.
- HORN, M.: Detfurth- und Hardegsen-Folge am Naumburger Graben (Nordhessen). — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, S. 64—75, 3 Abb., 1 Tab., Wiesbaden 1967.
- INESON, J.: Darcy's law and the evaluation of „Permeability“. — I. A. H. S., **41**, S. 165—172, Louvain 1956.
- JACOB, C. E.: Flow of ground water. In: H. ROUSE: Engineering Hydraulics, S. 321—386, New York (Wiley) 1950.
- JOHANNSEN, A.: Die geologischen Grundlagen der Wasserversorgung am Ostrand des Rheinischen Gebirges im Raume von Marburg - Frankenberg - Borken. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **1**, 87 S., 10 Taf., 8 Abb., Wiesbaden 1950.

- JOHNSON, C. R. & GREENKORN, R. A.: Comparison of core analysis and drawdown-test results from a water-bearing Upper Pennsylvanian sandstone of central Oklahoma. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **71**, S. 1898, 1960.
- *Bull. Int. Assoc. sci. Hydrol.*, **7**, 3, S. 46—52, 2 Abb., 2 Tab., Louvain (Belgien) 1962.
- Description of gross reservoir heterogeneity by correlation of lithologic and fluid properties from core samples. — *Bull. Int. Assoc. sci. Hydrol.*, **8**, 3, S. 52—63, 5 Abb., Gentbrugge 1963.
- KÄSS, W.: Erfahrungen bei Färbversuchen mit Uranin. — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, N. F. **17**, S. 21—65, 16 Abb., Graz 1965.
- KEGEL, K.: Bergmännische Wasserwirtschaft. 3. Aufl., 374 S., 240 Abb., 49 Tab., Halle (Saale) (Knapp) 1950.
- KEILHACK, K.: Lehrbuch der Grundwasser- und Quellenkunde. 3. Aufl., 575 S., 308 Abb., 1 Taf., Berlin (Borntraeger) 1935.
- KELLER, R.: Gewässer und Wasserhaushalt des Festlandes. 520 S., 298 Abb., Berlin (Haude & Sperner) 1961.
- KIESLINGER, A.: Restspannung und Entspannung im Gestein. — *Geol. u. Bauw.*, **24**, S. 95—112, 21 Abb., Wien 1958.
- KLÜPFEL, W.: Das Faziesgesetz der vorquartären Vulkaneruptionen. Über die Bedeutung der Flach-intrusionen, die Ursachen der Aschen- und Lavaförderung und über Beziehungen zwischen Vulkanismus und Tektonik. — *Geol. Rdsch.*, **24**, S. 28—56, 1 Taf., Stuttgart 1933.
- „Basaltgeologie“. Ein Beitrag zur Kenntnis der tertiären Basalte. — *Z. deutsch. geol. Ges.* (1952), **104**, S. 326—353, 20 Abb., 2 Taf., Hannover 1953.
- KNOP, A.: Über die hydrographischen Beziehungen zwischen der Donau und der Aachquelle im Badischen Oberland. — *N. Jb. Mineral.*, **1878**, S. 350—363, 1 Taf., Stuttgart 1878.
- KOZENY, J.: Über die kapillare Leitung des Wassers im Boden. — *Akad. Wiss. Wien, S.-b.*, A **136**, S. 271, 1927.
- KRAUSE, H.: Oberflächennahe Auflockerungsscheinungen in Sedimentgesteinen Baden-Württembergs. — *Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg*, **8**, S. 269—323, 14 Abb., 9 Taf., 1 Tab., Freiburg i. Br. 1966.
- KREJCI-GRAF, K.: Geochemie der Erdöllagerstätten. — *Abh. prakt. Geol.*, **20**, 54 S., 12 Abb., 17 Tab., Halle 1930.
- Geochemie der Naturgase. — *Kali*, **28**, S. 249—252, 261—265, 275—278, 287—290, 7 Abb., 2 Tab., Halle 1934.
- Origin of oil. — *Geophys. Prospecting*, **11**, 3, S. 244—275, 8 Abb., 22 Tab., 1963.
- KULICK, J.: Die Gliederung des Unteren Buntsandsteins und der Volpriehausen-Folge des Mittleren Buntsandsteins in Waldeck (Nordhessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **89**, S. 276—309, 8 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1961.
- mit Beitr. von H. KÜTHE, F. KUTSCHER, G. MATTHESS, S. MEISL, A. u. CH. NIESCHALK, A. RABIEN, A. SEMMEL u. R. WENDLER: *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000*, Bl. 4719 Korbach, 272 S., 32 Abb., 8 Diagr., 15 Tab., 8 Taf., 2 Beibl., Wiesbaden 1968.
- KUPFAHL, H.-G. mit Beitr. von H. HENTSCHEL, F. KUTSCHER, S. MEISL, A. MÜLLER-HAECKEL, E. SCHÖNHALS u. R. WENDLER: *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000*, Bl. 5323 Schlitz, 258 S., 32 Abb., 26 Tab., 4 Diagr., 14 Taf., Wiesbaden 1965.
- LAEMMLEN, M. mit Beitr. von H. HENTSCHEL, F. KUTSCHER, G. MATTHESS, E. SCHÖNHALS, J.-D. THEWS, R. VILLWOCK, R. WENDLER u. K. WURM: *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000*, Bl. 5223 Queck, 327 S., 21 Abb., 7 Tab., 13 Diagr., 22 Textprof., 18 Taf., Wiesbaden 1963.

- mit Beitr. von D. HEIM, F. KUTSCHER, G. MATTHESS, H. MAYRHOFER, S. MEISL, A. SEMMEL u. R. WENDLER: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, 280 S., 16 Abb., 7 Diagr., 10 Tab., 31 Prof., 4 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1967. [1967 a]
 - Röt (so Rö). — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, S. 44—50, 1 Abb., Wiesbaden 1967. [1967 b]
 - mit Beitr. von F. KUTSCHER, S. MEISL, H.-J. SCHARPFF, A. SEMMEL u. R. WENDLER: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau, 208 S., 11 Abb., 10 Diagr., 10 Tab., 15 Textprof., 3 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1968.
- LANDOLT-BÖRNSTEIN: Phsikalisch-chemische Tabellen. 1, 5. Aufl., 784 S., Berlin 1923.
- LANGE, P. & KÄDING, K.-Ch.: Stratigraphie und Tektonik im Buntsandstein des hessischen Werra-Kaligebietes östlich Bad Hersfeld. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 89, S. 242—265, 4 Abb., 2 Taf., Wiesbaden 1961.
- LEHMANN, O.: Die Hydrographie des Karstes. 212 S., 78 Abb., 2 Ktn.-Beil., Leipzig - Wien (Deuticke) 1932.
- LEMKE, E.: Der tektonische Bau des Gebiets zwischen Vogelsberg und Rhön. — Geotekt. Forsch., 1, S. 28—68, 22 Abb., 5 Taf., Berlin 1937.
- LINSTOW, O. VON: Salzlager, Solquellen u. Erdfälle in dem Gebiet zwischen Kassel und Karlshafen. — Kali u. verwandte Salze, 23, S. 54—56, 71—74, 86—88, 2 Abb., Halle/S. 1929.
- LJUNGNER, E.: Spaltentektonik und Morphologie der schwedischen Skagerrak-Küste. — Bull. Geol. Inst. Univ. Upsala, 21, 478 S., 289 Abb., 9 Taf., 1930.
- LOHMANN, H. H.: Zur Formentwicklung von Salzauslaugungstrichtern. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 90, S. 319—326, 2 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1962.
- MARTINI, H. J.: Großschollen und Gräben zwischen Habichtswald und Rheinischem Schiefergebirge. — Geotekt. Forsch., 1, S. 69—123, 36 Abb., 3 Taf., Berlin 1937.
- MATTHESS, G.: Niedrigwasser und Grundwasserneubildung. — Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda, E 84—90, 4 Tab., 1 Kte. 1 : 300 000 (MATTHESS & BUSCHNER), Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1964.
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld, S. 166—206, 1 Abb., 5 Tab., Wiesbaden 1967. [1967 a]
 - Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, S. 117—151, 1 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1967. [1967 b]
 - Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4719 Korbach, S. 187—206, 2 Abb., 6 Tab., Wiesbaden 1968.
- MATTHESS, G. & SCHMITT, O.: Ein Färerversuch im Buntsandstein des Odenwaldes. — Steir. Beitr. Hydrogeologie, N. F. 18/19, S. 227—230, 2 Abb., Graz 1967.
- MATTHESS, G. & STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Färversuche mit Uranin AP im oberdevonischen Riffkalkstein (Iberger Kalk) von Erdbach und Breitscheid (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). — Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., 95, S. 181—189, 3 Abb., 2 Tab., Wiesbaden 1967.
- MATTHESS, G. & THEWS, J.-D.: Erfahrungen bei der hessischen hydrogeologischen Spezialkartierung 1 : 25 000 in den Jahren 1957 und 1958. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., 87, S. 417—428, 4 Abb., Wiesbaden 1959.
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5223 Queck, S. 245—281, 4 Abb., 4 Tab., 1 Taf., Wiesbaden 1963.
 - Gaging of low water as means of investigation of the hydrogeological conditions of a region. — Int. Assoc. sci. Hydrol., 63, S. 389—392, 2 Abb., Gentbrugge 1964.

- MATTHESS, G., THILO, L., ROETHER, W. & MÜNNICH, K. O.: Tritiumgehalte im Wasser tieferer Grundwasserstockwerke. — *GWF*, **109**, 14, S. 353—355, 1 Tab., München 1968.
- MAURIN, V. & ZÖTL, J. mit Beitr. von M. DECHANT, E. DOEPPER, A. HOFER, H. KESSLER, G. LUKAS, H. MITTER u. K. STUNDL: Die Untersuchung der Zusammenhänge unterirdischer Wässer mit besonderer Berücksichtigung der Karstverhältnisse. — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, N. F. **1/2**, 184 S., 25 Abb., 7 Taf., Graz 1959.
- MAYRHOFER, H.: *Perm.-Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld*, S. 27—38, 1 Taf., Wiesbaden 1967.
- MEDER, H. G.: Über die Berechnung der Durchlässigkeit von Sandsteinen aus Porosität und Korngrößenverteilung. — *Erdöl u. Kohle, Erdgas, Petrochemie*, **19**, 9, S. 626—634, 9 Tab., Hamburg 1966.
- MEINCKE, W.: Hydrodynamik im Solling-Sandstein (Mittleren Buntsandstein) des Thüringer Beckens. — *Z. angew. Geol.*, **13**, 8, S. 399—405, 6 Abb., 3 Tab., Berlin 1967.
- MEISL, S.: Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5323 Schlitz*, S. 105—122, 2 Abb., 4 Tab., 4 Diagr., Wiesbaden 1965.
- Zur Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau*, S. 96—112, 8 Diagr., 3 Tab., Wiesbaden 1968. [1968 a]
 - Petrographie. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4719 Korbach*, S. 56—57, 62—63, 67, 69, 71, 73, 75, 78—79, 80—81, 88—89, 90, 91—92, 93, 94—95, 96, 103, 105—107, 109—110, 111—113, 115—116, 121—123, Wiesbaden 1968. [1968 b]
 - Petrologische Studien im Grenzbereich Diagenese—Metamorphose. — *Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, Wiesbaden. (Im Druck)
- MEISL, S. & HEIM, D.: Zur Petrographie der Buntsandsteinsedimente. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5124 Bad Hersfeld*, S. 117—134, 4 Diagr., 2 Tab., Wiesbaden 1967.
- MESTWERDT, A.: Bad Soden bei Salmünster und seine neue Tiefbohrung. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **85**, S. 570—574, Stuttgart 1933.
- MICHEL, G.: Hydrogeologie des Weißelsterbeckens. — *Freib. Forschh.*, **C 94**, 128 S., 22 Abb., 53 Tab., 6 Taf., Berlin 1960.
- MICHELS, F.: Der Ursprung der Mineralquellen des Taunus. — *Natur u. Museum*, **56**, 8, S. 225—238, Frankfurt 1926.
- MIETENS, D.: Geologie, Hydrodynamik, Hydrochemie und Lagerstättenbildung im Wasserburger Trog der ostbayerischen Tafelmolasse. *Diss.*, 106 S., 14 Abb., 11 Anl., Clausthal 1966.
- MIXIUS, F. K.: Das hessische Grabengebiet im Süden der Solling-Scholle. — *Geotekt. Forsch.*, **5**, S. 60—123, 39 Abb., 4 Taf., Berlin 1940.
- MOTZKA, R. mit Beitr. von G. DIEDERICH, F. KUTSCHER, S. MEISL, A. SEMMEL u. R. WENDLER: *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5324 Hünfeld*, 156 S., 10 Abb., 6 Tab., 2 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1968.
- MOTZKA, R. & LAEMMLEN, M. mit Beitr. von B. HÖLTING, F. KUTSCHER, G. MATTHESS, S. MEISL, H. ROTH, A. SEMMEL & R. WENDLER: *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld*, 213 S., 20 Abb., 7 Tab., 5 Taf., 1 Beibl., Wiesbaden 1967.
- MOTZKA, R. & MEISL, S.: Buntsandstein. — *Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld*, S. 20—43, 6 Abb., Wiesbaden 1967.
- MÜGGE, R.: Experiments on the motion of water in the vicinity of wells. — *Int. Ass. Sci. Hydrol.*, **41**, S. 255—256, Louvain 1956.
- MÜLLER, L.: *Der Felsbau*. **1**, 624 S., 307 Abb., 22 Taf., Stuttgart (Enke) 1963.

- Geomechanische Auswirkungen von Abtragungsvorgängen. — *Geol. Rdsch.*, **59**, 1, S. 163—178, 11 Abb., Stuttgart 1969.
- MURAWSKI, H.: Das Zeitproblem bei der Tektogenese eines Großgrabensystems. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **88**, S. 294—342, 3 Abb., Wiesbaden 1960.
- Die Bedeutung der „Kinzigtalzone“ als Scharnierbereich zwischen der (Spessart-) Schwelle und dem nördlich vorgelagerten (Hessischen) Becken. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **91**, S. 217—230, 4 Abb., 1 Taf., Wiesbaden 1963.
- Spessartschwelle und Wetteraubecken, Funktion und Bild. — *Veröff. Gesch.- u. Kunstver. Aschaffenburg*, **10**, S. 71—89, 2 Abb., 1 Tab., 1 Kte., Aschaffenburg 1967.
- NATERMANN, E.: Die Linie des langfristigen Grundwassers (AuL) und die Trockenwetterabflußlinie (TWL). — *Wasserwirtschaft*, **41**. Sonderh.: Vorträge Tagung gewässerk. Anst. am 13./14. 9. 1950 in München, S. 12—14, Bielefeld 1951.
- NÖRING, F.: Grundsätzliches betreffend hydrogeologische Karten. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **101**, S. 222—229, Hannover 1950.
- Die Fortsetzung der Saar-Senke in Hessen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **2**, S. 22—40, 1 Taf., Wiesbaden 1951.
- Die Solquellen in Gelnhausen. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, (VI) **3**, S. 278—293, 1 Abb., Wiesbaden 1952.
- Die regionale Paläogeographie und Tektonik als Hilfsmittel beim Aufsuchen von Grundwasservorkommen. — *Roemeriana*, **1** (Dahlgrün-Festschr.), S. 195—208, 6 Abb., Clausthal-Zellerfeld 1954.
- Bericht über das Referat wissenschaftliche Hydrogeologie und Landesgrundwasserdienst. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **85**, S. 475—478, Wiesbaden 1957.
- Methods of production a map on subterranean waters of Hesse. — *Ass. int. Hydrol. sci.*, **44**, 2, S. 68—69, Gentbrugge 1958.
- Geologie. — In: *Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Kinzig*, E 3—6, 1 Kte. 1 : 150 000, Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1961. [1961 a]
- Hydrogeologie des Kinziggebiets. — In: *Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Kinzig*, E 27—28, 1 Kte. 1 : 150 000, Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1961. [1961 b]
- Geologische Grundlagen für die Wassererschließung in Hessen. — *Wirtschafts-R. Staatsanz. Land Hessen*, S. 30—35, 1 Abb., Wiesbaden 1969.
- NÖRING, F., FARKASDI, G., GOLWER, A., KNOLL, K. H., MATTHESS, G. & SCHNEIDER, H.: Über Abbauvorgänge von Grundwasserverunreinigungen im Unterstrom von Abfalldeponien. — *GWF*, **109**, 6, S. 137—142, 4 Abb., 8 Tab., München 1968.
- NÖRING, F., MATTHESS, G. & THEWS, J.-D.: Die hydrogeologische Feldkartierung. — *Mem. Congr. Int. Ass. Hydrogeol.*, **7**, S. 240—243, Hannover 1967.
- OTT, V. R. & DOMBROWSKI, H. J.: Mikrofossilien in den Mineralquellen zu Bad Nauheim. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **87**, S. 415—416, Wiesbaden 1959.
- PENTSCHEV, P.: Die Karstquelle „Glawa Panega“ im Vorbalkan (Bulgarien). — *Steir. Beitr. Hydrogeol.*, N. F. **17**, S. 5—19, 6 Abb., Graz 1965.
- PRINZ, E.: *Handbuch der Hydrologie*. 2. Aufl., 422 S., 334 Abb., Berlin (Springer) 1923.
- PRINZ, E. & KAMPE, R.: *Handbuch der Hydrologie*. **2**, 290 S., 274 Abb., Berlin (Springer) 1934.
- RAMBOW, D.: Die Hardegsen-Folge (Buntsandstein) in den Bohrungen Beberbeck und Haarhausen (Hessen). — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **95**, S. 76—82, 1 Taf., Wiesbaden 1967. [1967 a]

- Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke. — Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**, S. 83—101, 2 Abb., Wiesbaden 1967. [1967 b]
- RATS, M. V. & CHERNYASHOV, S. N.: Statistical aspect of the problem on the permeability of the jointy rocks. — Int. Assoc. sci. Hydrol., **73**, S. 227—236, 5 Abb., 1 Tab., Gentbrugge 1967.
- REUTER, F.: Grundlagen für ingenieurgeologische Kartierungsarbeiten in Auslaugungsgebieten der Deutschen Demokratischen Republik. — 23. Int. Geol. Congr., **12**, S. 113—124, 5 Abb., Prag 1968.
- RICHTER-BERNBURG, G.: Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 843—854, 1 Abb., 1 Taf., Hannover 1955. [1955 a]
- Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. — Z. deutsch. geol. Ges., **105**, S. 876—899, 8 Abb., Hannover 1955. [1955 b]
- Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen. — Geol. Jb., **85**, S. 997—1030, 20 Abb., Hannover 1968.
- RÖSING, F. mit Beitr. von E. BUSSE, H. HENTSCHEL, F. KUTSCHER, P. PFEFFER, E. SCHÖNHALS, H. UDLUFT: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4622 Kassel-West, 2. Aufl., 205 S., 9 Abb., 4 Tab., Wiesbaden 1958.
- RÖSING, F. mit Beitr. von E. BUSSE, H. HENTSCHEL, F. KUTSCHER, S. MEISL, P. PFEFFER, D. RAMBOW, E. SCHÖNHALS u. R. WENDLER: Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen, 246 S., 13 Abb., 8 Tab., 2 Diagr., Wiesbaden 1966.
- RÖSING, F. & MEISL, S.: Buntsandstein. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 4621 Wolfhagen, S. 27—48, 2 Diagr., Wiesbaden 1966.
- ROTH, H.: Perm. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5224 Eiterfeld, S. 16—20, Wiesbaden 1967.
- SCHARPF, H.-J.: Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5222 Grebenau, S. 147—163, 1 Abb., 1 Diagr., 3 Tab., Wiesbaden 1968.
- Hydrogeologie. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5523 Neuhof, Wiesbaden. (Im Druck)
- SCHAUFELBERGER, P.: Geologische und hydrologische Verhältnisse zwischen der Donauversickerung und der Aachquelle. — Mitt. bad. geol. L.-A., **10**, S. 561—638, 2 Taf., Freiburg i. Br. 1929.
- SCHENK, E.: Die hydrogeologischen Verhältnisse in Wetterau und Vogelsberg. — Z. deutsch. geol. Ges., (1952) **104**, S. 194—195, Hannover 1953.
- Die geologischen Erscheinungen der Subfusion des Basaltes. — Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **46**, 31 S., 6 Abb., 2 Tab., 16 Taf., Wiesbaden 1964.
- Das Alter der Lateritdecken und Eisenerzlagerstätten im Vogelsberg. — Z. Erzbergbau u. Metallhüttenwes., **18**, S. 352—353, 3 Abb., Stuttgart 1965.
- SCHOELLER, H.: Les eaux souterraines. 642 S., 187 Abb., Paris (Masson) 1962.
- SCHOTTLER, W.: Der Vogelsberg. — Notizbl. hess. geol. L.-A., (V) **18**, S. 3—86, 2 Abb., 2 Taf., Darmstadt 1937.
- SCHRÖDER, E.: Tektonische Studien an niederhessischen Gräben. — Abh. preuß. geol. L.-A., N. F. **95**, S. 57—82, 2 Abb., 3 Taf., Berlin 1925.
- SCHROEDER, G.: Die Wasserreserven des oberen Emsgebietes. — Bes. Mitt. deutsch. gewässerk. Jb., **5**, 70 S., 2 Ktn., 9 Abb., 63 Taf., Bielefeld 1952.
- SCHULZ, G.: Fär- und Salzungsversuche an unterirdischen Wässern in Südwestdeutschland. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **2**, S. 333—412, 14 Abb., 12 Tab., Freiburg i. Br. 1957.
- SCHULZ, G. mit Beitr. von K. EISSELE, W. KÄSS, W. KNAPP & H. LOMMEL: Erprobung verschiedener Markierungsstoffe für unterirdische Wässer bei Oberndorf am Neckar. — Jh. geol. L.-Amt Baden-Württemberg, **5**, S. 323—344, 3 Abb., 5 Tab., Freiburg i. Br. 1961.

- SCHWARZMANN, H.: Bei welchen Gebieten ist die Bestimmung von Grundwasserdargebot und Grundwasserspende unangebracht und praktisch wertlos? — *Deutsch. gewässerk. Mitt.*, **3**, 1, S. 1—7, 2 Abb., 1959.
- SCHWILLE, F.: Natriumhydrogenkarbonat- und Natriumchlorid-Wässer im tieferen Untergrund des Mainzer Beckens. — *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **81**, S. 314—335, 2 Abb., Wiesbaden 1953.
- Ionenumtausch und der Chemismus von Grund- und Mineralwässern. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **106**, S. 16—22, 2 Abb., 1 Tab., Hannover 1955.
- SEIDEL, G.: Die Dislokationszonen zwischen Bonenberg und Volkmarshausen. — *Geotekt. Forsch.*, **3**, S. 1—32, 17 Abb., 4 Taf., Berlin 1938.
- SEILER, K.-P.: Grundwasserfließvorgänge im klüftigen und porösen Medium des mittleren Buntsandsteins im Saarland. *Diss.*, 114 S., 23 Abb., 14 Tab., Tübingen 1968.
- Kluft- und Porenwasser im Mittleren Buntsandstein des südlichen Saarlandes. — *Geol. Mitt.*, **9**, S. 75—96, 14 Abb., 3 Tab., Aachen 1969.
- SPÖCKER, R. G.: Das obere Pegnitz-Gebiet. Die geologischen und hydrologischen Voraussetzungen für eine Wassererschließung im fränkischen Karst. — *Mitt. deutsch. Ges. Karstforsch.*, Sonderheft., 140 S., 79 Taf., Nürnberg 1950.
- STENGEL-RUTKOWSKI, W.: Grundwassererschließung im hessischen Anteil des Rheinischen Schiefergebirges in den letzten 15 Jahren. — *Z. deutsch. geol. Ges.*, **117**, S. 913—914, Hannover 1968.
- STEUER, A.: Über die Bildung von Mineral- und Grundwasser in der Wetterau. — *J. Gasbeleuchtung u. verw. Beleuchtungsarten sowie f. Wasservers.*, **43**, S. 1054—1057, München 1912.
- Die Nauheimer Quellen und die Geologie der Wetterau. — *Ber. Vers. Naturforscher u. Ärzte Bad Nauheim*, **86**, S. 191—206, Leipzig 1921.
- STILLE, H.: Geologisch-hydrologische Verhältnisse im Ursprungsgebiete der Paderquellen zu Paderborn. — *Abh. kgl. preuß. L.-A. u. Bergakad.*, N. F. **38**, 129 S., 3 Abb., 6 Taf., Berlin 1903.
- Rheinische Gebirgsbildung im Kristianagebiete und in Westdeutschland. — *Abh. preuß. geol. L.-A.*, N. F., **95**, S. 110—132, 1 Taf., Berlin 1925.
- THEIS, C. V.: The relation between the lowering of the piezometric surface and the rate and duration of discharge of a well using ground-water storage. — *Transact. amer. geophys. Union*, **16**, S. 519—524, 3 Abb., Washington 1935.
- THEWS, J.-D.: Die Wassergewinnungsmöglichkeiten im bayerischen Buntsandstein-Spessart. — *Beitr. Geol. Aschaffenb. Raum*, S. 135—163, 1 Abb., 2 Taf., Aschaffenburg (Pattloch) 1967.
- THIEM, G.: Hydrologische Methoden. 56 S., Leipzig (Gebhardt) 1906.
- THURNER, A.: Hydrogeologie. 350 S., 187 Abb., Wien - New York (Springer) 1967.
- TILLMANS, J.: Die chemische Untersuchung von Wasser und Abwasser. 259 S., 19 Abb., Halle (Knapp) 1932.
- TODD, D. K.: Ground water hydrology. 2. Aufl., 336 S., Abb., Tab., New York - London (Wiley) 1960.
- TRUSHEIM, F.: Über den Untergrund Frankens. Ergebnisse von Tiefbohrungen in Franken und Nachbargebieten 1953—1960. — *Geol. Bav.*, **54**, 92 S., 11 Abb., 13 Beil., München 1964.
- UDLUFT, H.: Hydrogeologische Übersichtskarte. 1 : 500 000, Erl. Bl. Frankfurt. Bearb. von H. HENTSCHEL, F. MICHELS, F. NÖRING, E. SCHENK, O. SCHMITT, M. TEIKE, D. THEWS, K. N. THOME, H. UDLUFT, R. ULRICH. Mit Beitr. von W. FRIEDRICH u. R. KELLER. 123 S., 24 Tab., 5 Abb., 14 Taf., 1 Kte., Remagen (B.-A. Landesk.) 1957.
- UDLUFT, P.: Hydrogeologie und Hydrochemie der Südrhön unter besonderer Berücksichtigung der Mineralquellen im Brückenauer Raum. *Diss.*, 132 S., 33 Abb., 39 Tab., 4 Ktn., 2 Prof., München 1969.

- VILLWOCK, R.: Zur Petrographie des Buntsandstein. — Erl. geol. Kte. Hessen 1 : 25 000, Bl. 5223 Queck, S. 134—165, 11 Diagr., 2 Taf., Wiesbaden 1963.
- WÄGER, H.: Sedimentchemische und hydrochemische Untersuchungen im östlichen Niederschlagsgebiet der Kinzig. — Diss. (Fak. Chem., Biol., Geol. u. Min. d. TH), Darmstadt 1968.
- WEBER, H.: Pliozän und Auslaugung im Gebiet der oberen Werra. — Geologica, **8**, 136 S., 17 Abb., 4 Taf., Berlin (Akademie-Verl.) 1952.
- WEIDENBACH, F.: Altes und Neues vom Brenztopf. — Jber. u. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F. **39**, S. 25—36, 3 Abb., Stuttgart 1957.
- Trinkwasserversorgung aus Karstwasser in der östlichen Schwäbischen Alb. — Jh. Karst- u. Höhlenk., **1**, S. 169—191, 8 Abb., Stuttgart 1960.
- WENZEL, L. K., mit Beitr. von V. C. FISHEL: Methods for determining permeability of water-bearing materials. — US. geol. Surv. Water Supply Pap., **887**, 192 S., 17 Abb., 6 Beil., Washington 1942.
- WIEGEL, E.: Klüftung und Gebirgsauflockerung bei Talsperren des Rheinischen Schiefergebirges. — Z. deutsch. geol. Ges., **114**, S. 237—245, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1964.
- WILHELMY, H.: Klimamorphologie der Massengesteine. 238 S., 137 Abb., Braunschweig (Westermann) 1958.
- WUNDT, W.: Niederschlag und Abfluß, speziell im oberen Neckargebiet. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., **66**, S. 144—163, 4 Abb., Stuttgart 1910.
- Der Abflußvorgang im obersten Enzgebiet. — Jh. Ver. vaterl. Naturk. Württemb., **75**, S. 154—176, 3 Taf., Stuttgart 1919.
- Gewässerkunde. 320 S., 185 Abb., Berlin - Göttingen - Heidelberg 1953.
- Die Kleinstwasserführung der Flüsse als Maß für die verfügbaren Grundwassermengen. — Forsch. deutsch. Landesk., **104**, S. 47—54, 2 Abb., Remagen/Rhein 1958.
- ZARUBA, Q. & MENCL, V.: Ingenieurgeologie. 606 S., 384 Abb., 14 Tab., Berlin (Akademie-Verl.) 1961.
- ZEHENDER, F., STUMM, W. & FISCHER, H.: Freie Kohlensäure und pH von Wasser im Calciumkarbonat-Löslichkeitsgleichgewicht. — Schweiz. Ver. Gas- u. Wasserf., **36**, 11, S. 269—275, 3 Tab., Zürich 1956.
- DIN 4049, Blatt 1. Gewässerkunde, Fachausdrücke und Begriffsbestimmungen, Teil I: quantitativ, 26 S., 10 Abb., Berlin - Köln 1954.
- Sonderplan Wasserversorgung Mittelhessen. 41 S., 7 Abb., 11+14 Tab., 15 Ktn., 5 Diagr., Wiesbaden (Hess. Min. Landw. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.) 1965.
- Sonderplan Wasserversorgung Rhein-Main T. I. 7+59+1 S., 9 Abb., 12 Ktn., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten) 1967.
- Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Fulda. 15+197+49+60+15+2 S., 136 Tab., 74 Abb., 1 Atlas (2 S., 78 Ktn.), Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtschaft) 1964.
- Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Kinzig. 9+68 S., 53 Ktn., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten, Abt. Wasserwirtsch.) 1961.
- Wasserwirtschaftlicher Rahmenplan Nidda. 158 S., 51 Abb., 59 Ktn., 72 Tab., Wiesbaden (Hess. Min. Landwirtsch. u. Forsten) 1968.

Register

- Abflußganglinie 79
- Abflußspende 73, 78, 80 — 84, 86
- , unterirdische (Grundwasserspende) 13, 44, 47, 75, 78, 79
- Abflußzuwachs 74, 78, 80 — 84
- Abkühlungsfuge 11, 39, 42 — 45
- Abstandsgeschwindigkeit 10, 12, 15, 49, 50, 59, 63 — 67, 89
- , Karst 49, 63 — 67, 89
- , Kluftgestein 49, 50, 89
- Alpen 42, 43, 59, 64, 65, 67
- Altenstädt 23 — 27, 29 — 31
- Altmorschen — Hess. Lichtenauer Graben 35, 44, 47
- Amöneburger Becken 48
- Anhydrit 28, 33, 34, 68, 69
- Anhydritauslaugung 69
- Anhydritgestein 32 — 33, 57, 60, 68, 88
 - des Zechsteins 68
 - , Verbreitung 33, 68, 69
- Anwachshülle 20 — 22
- Aquiclude (Grundwassersperrer) 12, 47
- Aquifer (Grundwasserleiter) 12
- Aquifuge (Grundwassersperrer) 12, 47
- Aquitarde 12, 35
- Aragonit 45, 57
- Auflockerungerscheinung, oberflächennahe 39 — 42, 46, 51, 54, Taf. 2
- Auslaugung 69 — 72
 - , irreguläre 70, 72
 - , reguläre 70 — 72
- Authigenese 20 — 22
- Baden-Württemberg 41
- Bad Hersfeld 20, 34, 47, 68, 72
- Bad Vilbel 48
- Bahngeschwindigkeit (Definition) 12
- Bankungsfuge 12, 39, 42, 45
- Baryt 21
- Basalt 37 — 39, 43, 53 — 56, 85
- Basaltdurchbruch 38, 44, 48, 49
- Beberbeck 23 — 27, 30, 31
- Bergbau 37, 69
- Bergfeuchtigkeit 15
- Beschaffenheit (des Grundwassers) 15, 29, 35, 43, 47, 48, 58, 68, 69, 77, 78
- Beulungsfaltung 44
- Bewegung, tektonische 40
- Bewegungsbahn, tektonische 46
- Bigge 41, 42, 45
- Bindemittel (Zement) 16, 20 — 22
 - , karbonatisch 16, 20 — 22, 36
 - , kieselig 16, 20 — 22
- , sulfatisch 21, 22, 68
- , tonig 16, 20 — 22
- , tonig-eisenhydroxidisch 16, 20 — 22, 36
- Bims 37
- Bleichung 48
- Bodenluft 48, 58
- Brauneisen 20, 21, 34
- Braunhäuser Tunnel 68
- Bremge-Damm 42
- Bröckelschiefer 19, 35, 36, 48
- Bruchtektonik 37, 38, 61, 71
- Brunnencharakteristik 13, 14, 30, 31, 51
- Buntsandstein 17, 19 — 32, 35 — 37, 41, 43, 45, 47 — 55, 61, 69, 71, 73 — 79, 85, 88, 89, Taf. 1 u. 2
- , unterer 19 — 22, 32, 35, 36, 48, 52, 54, 55, 68, Taf. 2
- , mittlerer 17, 19, 21 — 29, 32, 41, 43, 45, 49, 50, 52, 54, 88, Taf. 1
- , oberer 19 — 28, 31, 32, 36, 43, 48, 50, 53, 54, 68, 73, 88
- , Odenwald 43, 50
- , Rhön 32, 49
- , Saarland 17, 32, 43, 45, 47, 49, 51
- , Schwarzwald 43, 49, 50
- , Thüringen 32, 47
- Buntsandsteinbecken, nordhessisches 23, 24
- Calcit (Kalkspat) 16, 20 — 22, 28, 29, 33, 34, 38, 45, 57, 58
- Chloridgehalt (des Wassers) 77, 78
- Chlorit 36, 38
- Coelestin 22
- Corrensit 36
- Denver/Colorado 9
- Detfurth-Folge 19, 21, 23, 25, 27, 29, 32
- Devon 15, 33, 42 — 44, 54, 64, 67
- Diagenese 15, 16, 20 — 22, 24, 28, 29, 33 — 36, 88, Taf. 1
- Diemel 74, 75
- Doline (Erdfall) 60, 69 — 71
- Dolomit 16, 20 — 22, 33, 34
- Dolomitisierung 33
- Dolomitstein 33, 34, 57, 59, 60, 65
- Drucklösung 16, 22
- Durchgangsgeschwindigkeit (Filtergeschwindigkeit) 11, 12
- Durchlässigkeit (Permeabilität) 10 — 72, 88
- Durchlässigkeitsbeiwert 11 — 15
- Eder 74, 75
- Effusivgestein 37

- Eicheldorf 38
 Eichsfeld-Folge 22
 Einsturzbeben 9
 Einzugsgebiet 10, 13, 76, 78, 80 — 87, 89
 Eisenhydroxid 20 — 22, 38
 Eisenoxidhydrat 16, 20, 21
 Eiterfeld 20, 21, 34, 68, 72
 Elgershausen 23, 25, 26, 30, 32
 Ems 34
 England 33, 37
 Entlastung 42
 Entspannung 40, 42, 57, Taf. 2
 Entspannungszone, Mächtigkeit 40
 Erdbeben 9, 40
 Erdfall (Doline) 60, 69 — 71
- Feldspat 20 — 22
 Filtergeschwindigkeit (Durchgangsgeschwindigkeit) 11, 12
 Flexur 38, 44
 Frankenberger Bucht 46
 Fritzlar-Naumburg-Wolfhagener Graben 35, 44, 47, 73
 Fulda 31, 47, 72 — 75, 78, 85, 87
 Fulda-Becken 33, 68, 71
 Fulda-Gebiet 68, 70, 71
- Gebirgsdurchlässigkeit 11, 14, 15, 17, 22, 30, 32, 33, 41, 46, 47, 51, 63, 71
 Gebirgsentspannung 40, 42, 57
 Gebirgszerreißung 40
 Gel 38, 39
 Gelnhausen-Folge 19, Taf. 2
 Gestein, psephitisch-psammitisches 15 — 32, 68, 88
 —, vulkanisches 37 — 39, 45, 50 — 56, 85, 86, 88
 Gesteinsdurchlässigkeit 11, 15 — 39, 58, 59, 88, Taf. 1
 Gewässerdichte 47
 Gießen 85
 Gips 20, 28, 29, 34, 57, 58, 68, 69
 Gipsauslaugung 69
 Gipsgestein 32, 33, 57, 60, 68, 69, 88
 Gipskeuper 42
 Glimmer 20 — 22, 36, 45
 Gotlandium 54
 Graben, tektonischer 35, 38, 44, 47, 62, 73, 78, 85
 Granit 40
 Grauwacke 15, 38, 43, 54
 Grebenau 20, 72
 Grundgebirge 19, 33, 38, 44
 Grundwasser (Definition) 11
 —, „unechtes“ 79
- , (Beschaffenheit) 15, 29, 35, 43, 47, 48, 58, 68, 69, 77, 78
 Grundwasserabfluß 10, 31, 32, 61, 72 — 87
 —, mittlerer 74 — 76, 78, 79
 —, mittlerer kleinster 74 — 76, 78
 Grundwasserfließrichtung 10, 63, 80 — 87
 Grundwasserleiter (Definition) 12
 Grundwasserneubildung 15, 38, 48, 73 — 79, 89
 —, Bestimmung der 48, 73 — 79
 Grundwasseroberfläche 46, 48, 59, 63
 Grundwasserscheide (unterirdische Wasserscheide) 61, 63, 87
 Grundwasserspende (unterirdische Abflußspende) 13, 44, 47, 75, 78, 79
 Grundwasserstockwerk 13, 48, 63, 68, 85
- Haarhausen 23 — 26, 28, 30, 31, 54
 Hardegen-Folge 19, 23 — 29, 32
 Härte (des Wassers) 47, 58, 68, 69
 Harzrandgebiet 70
 Hessisches Bergland 19, 44, 47, 68, 70, 71 — 73, 88
 Höhle 45, 58, 59, 69
 Höhlenlehm 59
 Hohlformpore 35
 Hohlraum 11, 34, 39, 45, 46, 59, 63, 67, 68, 79
 Hohlraumgehalt 11 — 17, 22, 32, 33, 35, 37, 68, 88
 —, nutzbarer (Nutzporosität) 11 — 15, 32, 33, 37, 48
 Horloff 72
 Horloff-Graben 85
 Horst (tektonischer) 33, 38, 48, 62
 Hünfeld 20
 Hunsrück-Oberharz-Schwelle 19, 20, 68
 Hunsrückschiefer 42 — 44
 Idsteiner Senke 42 — 44, 48
- Illit 36, 38
 Imprägnation (mit Erzen) 48
 Inheiden 55, 56, 86
- Jura 37, 44, 64, 66, 67
- Kalisalz 33, 57, 69
 Kalkspat (Calcit) 16, 20 — 22, 28, 29, 33, 34, 45, 57, 58
 Kalkstein 20, 33 — 35, 54, 57, 59, 60, 63, 66
 —, petrographische Beschaffenheit 34
 Kaolinit 20, 21, 36
 Karbon 15, 17, 19, 37, 38, 54
 Karbonat 20, 21, 57
 Karbonatgestein 32 — 35, 57, 58, 60, 61, 68, 69, 88
 —, des Zechsteins 33, 34, 60, 61, 68, 69

- Karst 49, 69
 - , alpiner 42, 59, 64, 65, 67
 - , Arizona 59
 - , Baden-Württemberg 60, 63, 65, 66, 67
 - , Bayern (Franken) 63
 - , Belgien 69
 - , Bulgarien 64
 - , Frankreich (Pariser Becken) 67
 - , Jugoslawien 64
 - , Korbacher Bucht 60 — 63, 69, 78, 79, Taf. 3
 - , Nordrhein-Westfalen 46, 60, 65, 66
 - , Österreich 42, 59, 64, 65, 67
 - , Rheinisches Schiefergebirge 65, 67
 - , Südafrikanische Union (Witwatersrand) 59
- Karstgerinne 59, 63
- Karsthohlräume 59, 68
- Kassel 19, 22, 33, 68, 77, 78
- Kasseler Graben 35, 44, 47, 78
- Kinzig 72, 85, 87
- Kinzig-Gebiet 19, 20, 71
- Kirchhainer Becken 85
- Kluftdichte 41, 43, 44, 46, 59, 63, 88, 89
- Klüfte, Untergrenze offener 43
- Klufthohlräum 39, 45, 46
- Klüftung 17, 40, 44 — 46, 60, 61, 63, 89
- Klüftungsfuge 42 — 49
- Kluftvolumen 32, 41, 49, 88
- Kluftweite 15, 45, 46, 63
- Kluftzone, tektonische 41, 44, 45, 60
- Kohlensäure 48, 57, 58
 - , Herkunft 57, 58
- Konglomerat 15, 19, 20
- Korbach 20, 21, 34, 48, 60, 62, 63, 69
- Korbacher Bucht 34, 60 — 63, 69, 78, Taf. 3
 - , Tektonik 62 — 63
- Korbach-Folge 19, 20
- Kornform 14 — 16, 28
- Korngröße 15, 16, 24, 26, 28, 35, 36, 39
- Korngrößenverteilung 14, 88
- Kraghammer Sattel, Bigge 41, 42, 45
- Kreide 33, 44, 64, 66
- Kupferminerale 48
- Kyffhäuser Randgebiet 70
- Labradorit 38
- Lahn 85, 87
- Lahntal 48
- Lauter 86
- Lauterbach-Großenlüder-Fuldaer Graben 35, 44, 47, 85
- Lavahöhle 45
- Lehm 45, 59
- Leistungsdiagramm 50 — 53
- Limonit 20, 21
- Linie, tektonische 38, 44, 63, 71
- Löslichkeit 57
- Lösung 33, 57
- Lösungshohlraum 11, 39, 59
- Lüder 47
- Lysimeter Ludweiler 51
- Magmatit 15
- Main 19, 40, 74
- Mansfelder Mulde 70
- Markierungsversuch 15, 45, 49, 50, 60, 61, 63 — 67
- Massachusetts 40
- Matrix 22, 34
- Mayen 38
- Mengeringenhausen 48, 62, 63
- Mergel 59, 85
- Mergelsteine 20, 35, 42, 60
- Merseburger Buntsandsteinplatte 32
- Metamorphit 12
- Mineralwasser 47, 48, 68, 69, 77, 78
- Miozän 38, 85
- Mittelmeer-Mjösen-Zone 38, 44, 85
- Mittelpliozän 71
- Montmorillonit 36, 38
- Mulde 35, 44, 70
- Muschelkalk 33 — 35, 42, 47, 51, 54, 65, 68, 73, 78, 88
- Mylonit 45
- Natrolith 38
- Neckartal 43
- Neudorf, Ldkrs. Waldeck 69
- Neuhof 72
- Nidda 38, 72, 85 — 87
- Nidder 72
- Niederhessische Senke 73, 78
- Niederschlag 78, 85, 86
- Niederschlagsgebiet 13, 81
- Niedrigwasser 49, 67, 74, 80 — 87
- Nordhessen 10, 22, 31, 50 — 55, 68, 72 — 79, 88, 89
- Nord-Norwegen 40
- Nordwestdeutschland 34
- Nutzporosität (nutzbarer Hohlraumgehalt) 11, 14, 15, 32, 33, 37, 48
- Oberfläche, spez. 14
- Oberkarbon 17
- Ohm-Seental-Linie 85
- Oklahoma/USA 17
- Ortenberg 48
- Orthoklas 20
- Pariser Becken 33, 67
- Pegel 73, 74, 76, 78

- Permeabilität (Durchlässigkeit) 10 — 72, 88
 Permeabilitätsbarriere 47
 Phonolithtuff 37
 Plastizität 36, 88
 Pliozän 71, 85
 Plutonit 12, 40
 Porengehalt 11
 Porenlösung 28
 Porenraum 11, 14, 16, 17, 20, 28, 32
 —, interkristalliner 34
 Porenweite 14
 Porosität (Hohlraumgehalt) 11 — 17, 22, 32,
 33, 35, 37, 68, 88
 —, —, nutzbare oder effektive 11 — 15, 32, 33,
 37, 48
 Porphyrit 40
 Pressungsbeanspruchung 44
 Pressungsbiegefalte 44
 Psephitisch-psammitisches Gestein 15 — 32, 68,
 88
 Pumpversuch 14, 17, 30, 46, 54
 Pyroklastit 37

 Quarz 20 — 22, 45
 Quarzit 16, 20, 43, 54
 Quarzporphyr 40
 Queck 20, 45, 47 — 49, 72
 Queckborn 86
 Quellendichte 72
 Quellfähigkeit 36, 38, 88
 Quellung 36

 Radtke-Sprudel/Bad Soden 71
 Rainrod 38
 Rauschenberger Horst 48
 Rechtenbach/Spessart 45
 Reinhardswald 19, 73
 Rheinisches Schiefergebirge 19, 33, 38, 41 — 44,
 48, 50, 54, 61, 62, 65, 72, 73, 76, 79, 85, 89
 Rhön, 32, 33, 35, 44, 49
 Rhön-Folge 21, 22
 Rhön-Schild 71
 Richelsdorfer Gebirge 33
 Röt 20, 22, 23, 31, 36, 43, 48, 50, 68, 73, 78
 Rotliegendes 19, 38, 48, 68, 85

 Saarland 17, 32, 43, 45, 47, 49, 51
 Saar-Senke 19
 Sachsen 41
 Salmünster-Folge 19
 Salz 33, 69 — 71
 Salzauslaugung 69 — 71
 Salzgestein 32 — 33, 57, 88
 Salzhang 69 — 72
 Salzspiegel 69, 70

 Salzton 36, 60, 68, 69
 Salzverbreitung (Zechstein) 33, 68, 70, 71
 Salzwasser 35
 Sandstein 15 — 32, 43, 45, 46, 48, 54, 61, 68, 88
 Sattel 44
 Sauerland 15, 33, 41, 42
 Säuerling 48
 Scherfaltung 44
 Schichtfugen 11, 40, 58, 59
 Schiefergestein 15, 54
 Schieferungsfugen 11, 39, 42, 45
 Schlitz 20, 22, 68
 Schlotheimer Graben 47
 Schlüchterner Becken 35, 49, 71
 Schluff 24, 39, 42
 Schluffstein 17, 20, 22, 23, 34 — 37, 60, 88
 Schmelztuff 37
 Schollenbau 63
 Schollengrenze 44, 63
 Schwalm 74, 75
 Schwalmtal 48
 Schwarzwald 41, 43, 45, 49
 Schweißschlacken 39
 Selters, Krs. Büdingen 48
 Serizit 20, 21
 Sickergeschwindigkeit 51
 Sickerwasser 46, 58
 Sole 68, 69
 Solling-Folge 19, 21 — 28, 31, 32, 43, 48, 53,
 54, 78, 88
 Sorpe 42
 Sortierung 15, 28, 37
 Spannungszustand 40
 Speicherraum 79
 Speichervermögen 38
 Spessart 19, 33, 36, 45, 74
 Spessart-Folge 43
 Spessart-Schwelle 19, 68
 Staßfurt 70
 Staßfurt-Serie 68, 70, 71
 Steinsalz 32, 57, 69
 Steinsalzpseudomorphose 20
 Stollen 37, 46
 Störung (tektonische) 45 — 48, 54, 58
 —, Ortung einer 47, 48, 60
 Subrosion 60, 68 — 72, 88
 Subrosionssenke 71
 Sulfatgehalt (des Wassers) 47, 68, 69, 78
 Sulfatgestein 57, 58, 68
 su-Sandstein-Folge 22

 Talsperre 36, 40 — 42, 56, 74
 Taunus 42 — 44, 48, 68
 Temperatur (des Wassers) 43
 Tertiär 23, 31, 43, 60, 73

- Thermalwasser 47
 Thüringen 32 — 34, 47
 Tiefengestein 40
 Tiefenstufe, geothermische 43
 Ton 24, 35, 36, 39, 42, 45, 59, 69, 85
 Tonmineral 16, 20 — 22, 36, 38
 Tonschiefer 43, 54
 Tonstein 19, 20, 22, 23, 34 — 37, 42, 48, 59, 60, 68, 88
 — des Zechsteins 36, 60, 68
 Transmissivität 12, 14, 30
 Trendelburg, Ldkrs. Hofgeismar 71
 Trennfugen 17, 35 — 56, 59, 69, Taf. 2
 Trennfugendurchlässigkeit (Wasserwegsamkeit) 11, 19, 31, 39 — 56, 63, 88
 Trinkwasserstollen 46
 Tritiumaltersbestimmung von Wasser 49
 Trockenwetterabfluß 10, 73
 Trockenwetterlinie 79
 Tuff 37 — 39, 54, 56, 85, 86
 Tunnel 40, 43, 45
 Twiste 69
 Überdeckungstiefe 35, 43
 Überlagerungsdruck 16
 UdSSR 41
 Unterems 42 — 44
 Unterkarbon 19, 38, 54
 Uranmineral 48
 Verdunstung 86
 Verkarstung 42, 57 — 69, 88
 Verwerfung 17, 38, 39, 44, 62, 70, 86
 Verwitterung 17, 36 — 39, 42, 85
 Vogelsberg 10, 19, 33, 38, 39, 48, 51, 53 — 56, 73, 80 — 87, 89, Taf. 4
 Volpriehausen-Folge 19, 21, 27, 32
 Vulkanische Gesteine 37 — 39, 45, 54 — 56, 85, 86, 88
 Vulkanit 37 — 39, 43, 53 — 56, 85
 Waldeck 19, 20, 21, 34, 48, 60 — 63, 69, 78, Taf. 3
 Waldeck-Folge 19 — 21
 Wasserdruckprüfung (WD-Test) 15, 41, 56
 Wasserscheide, oberirdische 56, 61, 87, Taf. 4 —, unterirdische (Grundwasserscheide) 61, 63, 87
 Wasserwegsamkeit (Trennfugendurchlässigkeit) 11, 19, 31, 39 — 56, 63, 88
 Weißelster Becken 41
 Weißliegendes 19, 68
 Werra 70, 74, 75
 Werra-Kali-Gebiet 68, 69
 Werra-Serie 33, 34, 68, 70
 Werra-Fulda-Becken 33
 Wetterau 19, 38, 68, 85
 Wellen, seismische 41, 56
 Weser 34, 74, 75, 85
 Wiesbaden 46
 Wolfhagen 20 — 22
 Zechstein 33 — 38, 44, 51, 54, 60, 61, 68 — 71, 73, 78, 79, 85, 88
 Zement (Bindemittel) 16, 20 — 22
 Zementaufnahme 15
 Zement-Injektion 41, 56
 Zeolith 38, 39
 Zerrungstektonik 44, 61
 Zerrüttungszone 44
 Ziegenhainer Becken 48
 Zwickelporen 34

Anschrift des Autors:

Privatdozent Dipl.-Geologe Dr. GEORG MATTHESS
Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
62 Wiesbaden, Leberberg 9

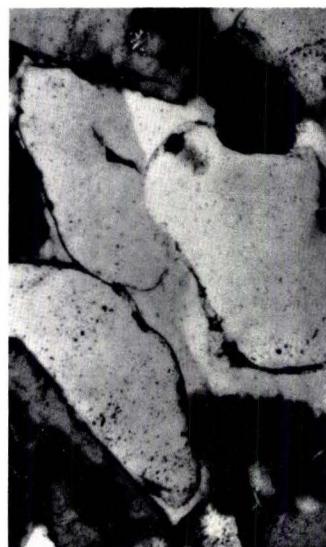
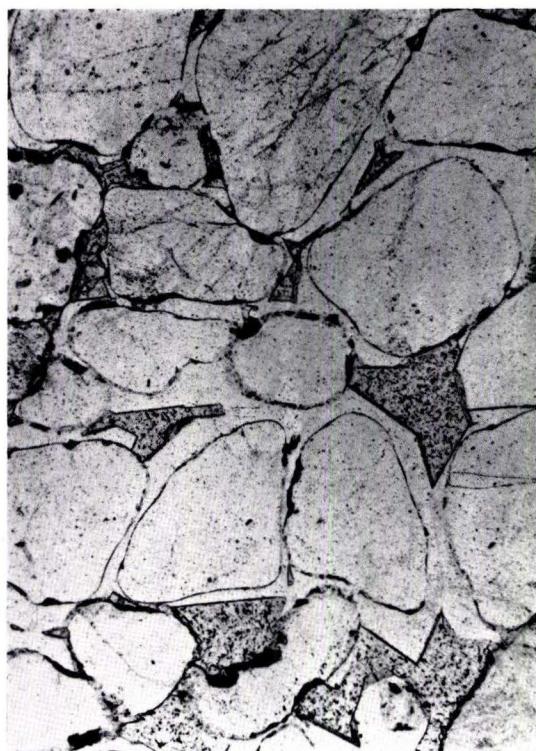
Für die Redaktion verantwortlich:

Professor Dr. FRITZ KUTSCHER
Regierungsdirektor im Hessischen Landesamt für Bodenforschung,
62 Wiesbaden, Leberberg 9

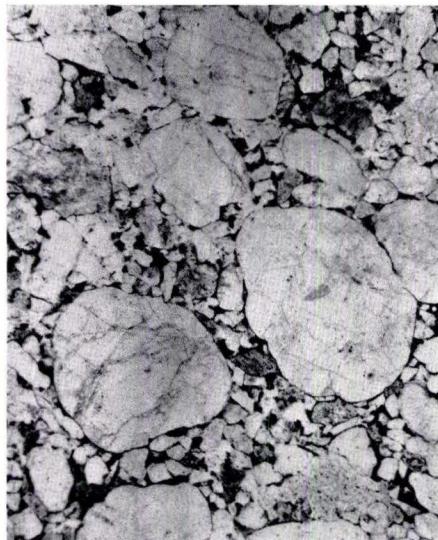
Tafel 1

T a f e l 1

- Fig. 1. Primär offene Poren trotz intensiver Quarzauthigenese. Offenbar reichte die zugeführte gelöste SiO_2 -Menge nicht zur Schließung der Poren aus (Vergrößerungen 100 x, Schliff-Nr. RW 113/11848, Bohrung Haarhausen VI, 223,4 m Tiefe, Hardegsen-Folge, Durchlässigkeit ca. 1800 md).
- Fig. 2. Intensive Quarz-Authigenese führt zur vollständigen Ausfüllung der Poren (154 x, Nicols x, Schliff-Nr. RW 151/11857, Bohrung Beberbeck, 155,5 m Tiefe, Hardegsen-Folge, Durchlässigkeit ~ 0 md).
- Fig. 3. Feinkörnige Matrix von Quarzkörnern, die durch Quarz-Authigenese verkittet sind, schließt die Poren und vermindert die Durchlässigkeit (Vergrößerung 27 x, Schliff-Nr. RW 200/11864, Bohrung Beberbeck, 263,0 m Tiefe, Hardegsen-Folge, Durchlässigkeit ~ 0 md).
- Fig. 4. Geminderte Porosität durch Verzahnung der Gefügekörner infolge Drucklösung (156 x, Nicols x, Schliff-Nr. RW 156/11858, Bohrung Beberbeck, 136,6 m Tiefe, Hardegsen-Folge, Durchlässigkeit 10 md).



1



3



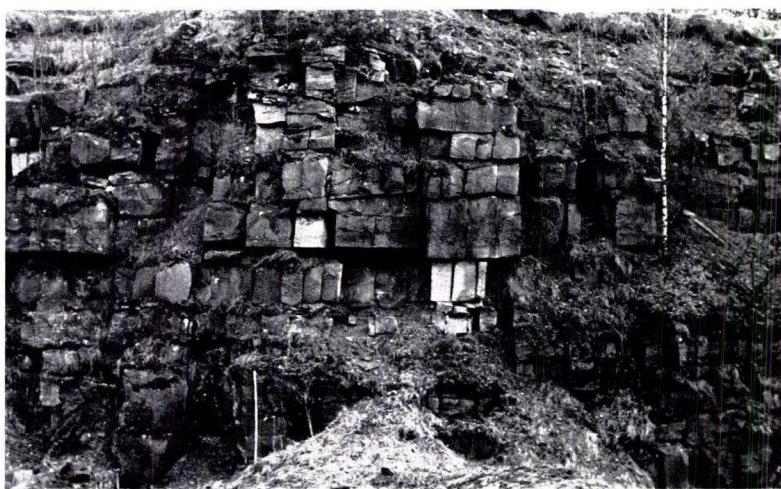
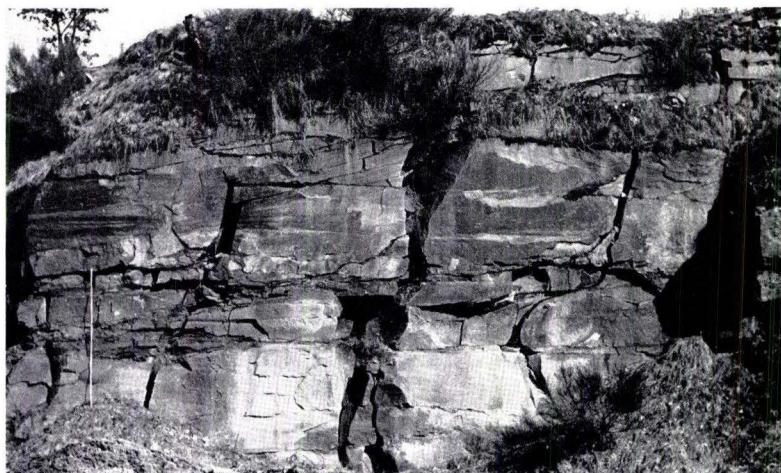
4

Tafel 2

T a f e l 2

- Fig. 1. Hangparallele Entspannungsklüfte mit meist unregelmäßigem, oft gekrümmtem Verlauf (Tiefster Dickbanksandstein der Gelnhausen-Folge/Unterer Buntsandstein,
3. Steinbruch am Winters-Berg östlich Bad Orb, Bl. 5722 Wiesen, R 35 25 87, H 55 65 86).
- Fig. 2. Hangparallele Entspannungsklüfte (Tiefster Dickbanksandstein der Gelnhausen-Folge/Unterer Buntsandstein,
4. Steinbruch am Winters-Berg östlich Bad Orb, Bl. 5722 Wiesen, R 35 25 92, H 55 65 80).
- Fig. 3. N-S-gerichtete, senkrecht zum Hang und zu den Entspannungsklüften verlaufende Klüfte
(Örtlichkeit wie Fig. 1).

Länge der Maßstabsplatte (jeweils links im Bild) 2 m.



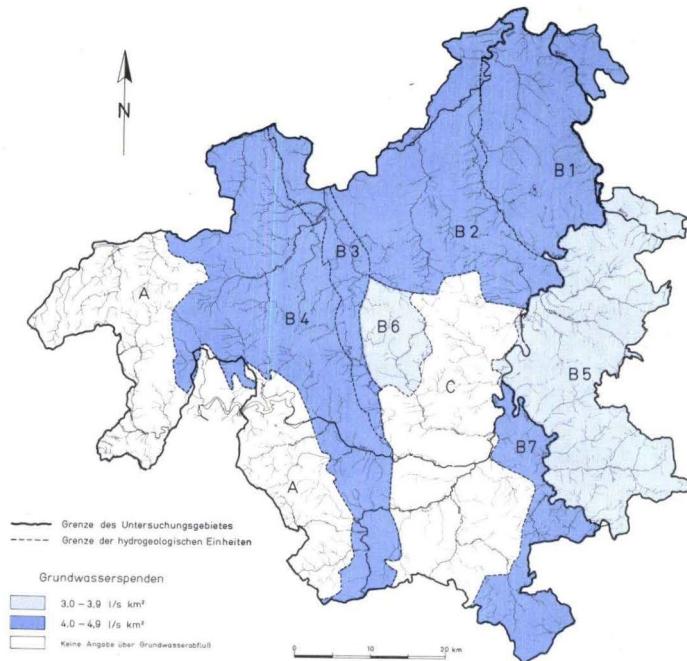
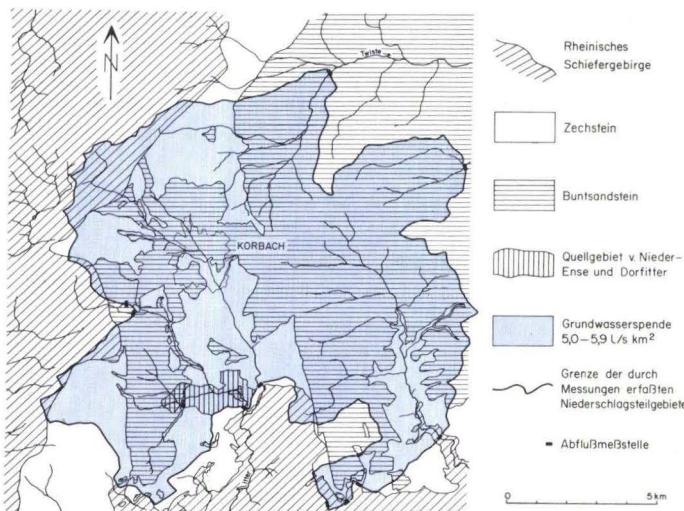
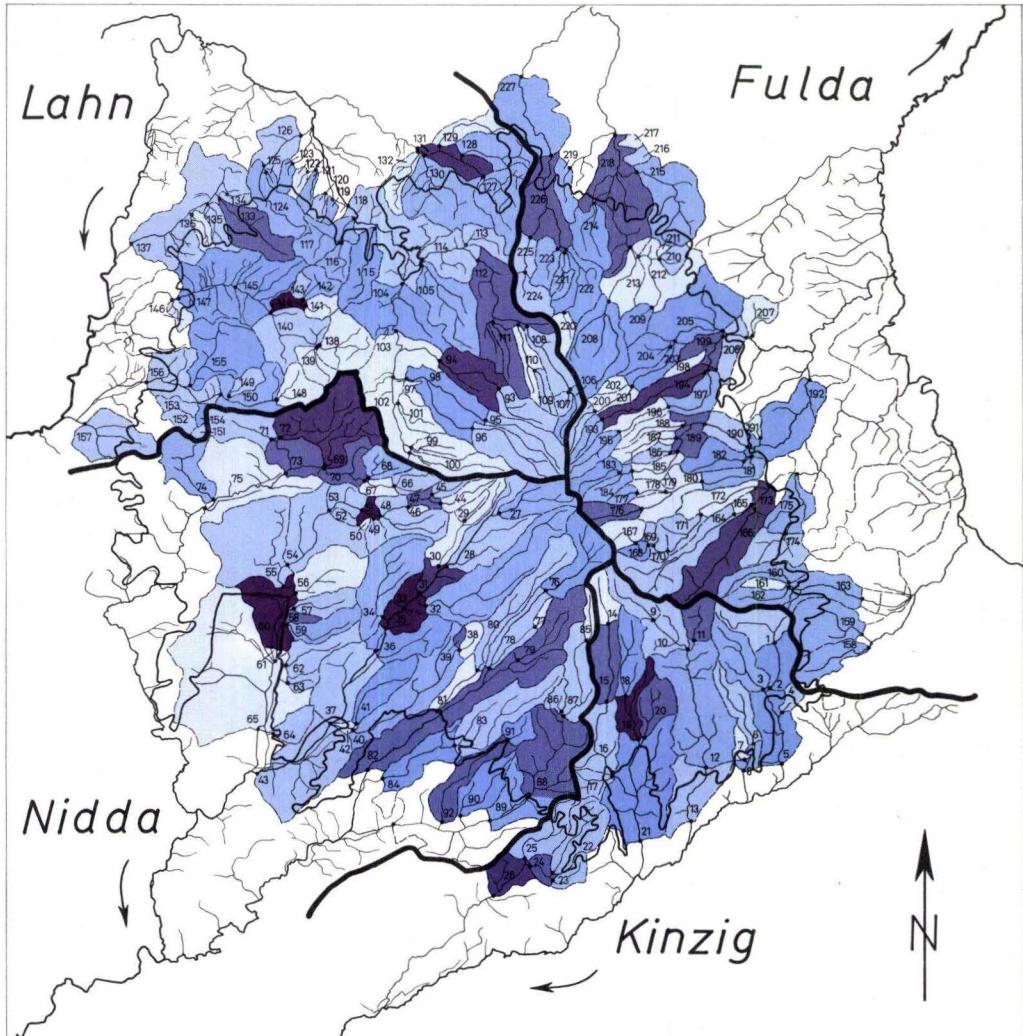


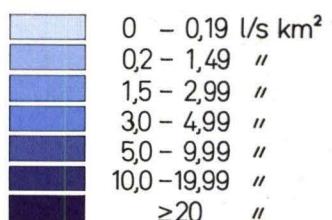
Fig. 1. Mittlerer Grundwasserabfluß aus den von jungpaläozoischen und mesozoischen Gesteinen eingenommenen Teilen des Untersuchungsgebietes Nordhessen

Fig. 2. Grundwasserspenden im Gebiet von Korbach





0 10 20 km



- Hauptwasserscheide
- Grenze der Niederschlagsteilgebiete
- Grenze der Basaltverbreitung

Abflußspenden der Niederschlagsteilgebiete im Vogelsberg (Messung 1962)