

Geologische Entwicklung des Weserberglandes

von Klaus T e m l i t z , Münster

1. Überblick

Dem folgenden Beitrag liegt in Teilen der Abschnitt 'Weserbergland' aus der 1991 veröffentlichten Abhandlung (mit Erläuterung der Fachausdrücke) 'Geologie und Paläogeographie' zugrunde (TEMLITZ 1991).

Das Weserbergland im Osten des Landesteils Westfalen gehört, wie das Sauerland und das Siegerland im Süden des Landesteils, zu den deutschen Mittelgebirgen und ragt von diesen am weitesten in das Norddeutsche Tiefland hinein. Im Unterschied zu Sauer- und Siegerland, die zum paläozoisch (variskisch) geprägten Fundament Mitteleuropas, zum Grundgebirge, zählen, ist das Weserbergland Teil des jüngeren, im wesentlichen mesozoischen Deckgebirges. Als Weserbergland wird hier die Westhälfte der Bergländer zwischen dem Sauerland und dem Harz bezeichnet, die mit der naturräumlichen Einheit "Westfälisch-Niedersächsische Mittelgebirgsschwelle" übereinstimmt (vgl. SERAPHIM 1991). Die Außengrenzen bilden im Norden das Wiehengebirge, im Westen der Teutoburger Wald und das Eggegebirge, im Süden und Osten die Diemel- und Oberwesertalung mit ihren Randhöhen.

Im Innenbereich liegen Berg- und Hügellandschaften, die sich aus Höhenzügen, Längs- und Quertälern, schmaleren und breiteren Schwellen, Gräben und Mulden zusammensetzen; eine Vielfalt, die sich auch in den Höhenverhältnissen und der Ausprägung des Gewässernetzes widerspiegelt. Die höchsten Erhebungen liegen mit über 400m im Südwesten, im Eggegebirge, und in einem mittleren

Streifen etwa östlich von Lemgo bis zur Weser nahe Holzminden. Köterberg (mittlerer Streifen) und Velmerstot (Eggegebirge) sind die Kulminationspunkte mit 497m bzw. 468m NN. Die zwischen ihnen und der Diemel-/Wesertalung liegenden Höhen erreichen 250-350m NN; dagegen fallen sie im nördlichen Weserbergland, das vom Teutoburger Wald und Wiehengebirge eingerahmt wird, weitgehend auf unter 200m NN ab.

Von den nordwestlichen Ausläufern des Weserberglandes bei Osnabrück bis in einen mittleren Bereich um Steinheim weisen die einzelnen Reliefräume eine nordwest-südöstliche Erstreckung auf, wie sie deutlich im Teutoburger Wald und in etwa auch im Wiehengebirge zum Ausdruck kommt. Von Steinheim bis Warburg reihen sich die Vollformen und Talräume dagegen im wesentlichen nordsüdlich, vergleichbar der Streichrichtung des Eggegebirges. Sowohl im Nord als auch im Südteil des Berglandes kommen zahlreiche Oberflächenstrukturen hinzu, deren Verlauf von den beiden Hauptrichtungen abweicht.

Das vielgliedrige Oberflächenbild beruht in der Hauptsache auf Krustenbewegungen im Rahmen der sog. *Saxonischen Gebirgsbildung* (nach STILLE), während der vom Jura bis zum Tertiär durch *germanotype* Tektogenese in der deutschen Mittelgebirgsschwelle - u.a. mit dem östlichen Westfalen und südlichen Niedersachsen - die zuvor horizontal lagernden Gesteinsschichten in einzelne Schollen zerbrochen wurden (*Bruchschollengebirge*). Germanotype Gebirgsbildungen vollziehen sich nicht, wie alpinotype, in Geo-

synklynaltrögen, sondern auf bereits konsolidiertem Unterbau, wie er in Mitteleuropa im Gebiet des alten variskischen Fundaments vorlag. Statt einer Ausbildung alpinotyper Faltsysteme kommt es im relativ starren Fundament zu tiefgreifenden Bruchvorgängen. Sie äußern sich in phasenhafter Zerlegung, in Hebungen, Einbrüchen und Kippungen der auflagernden mesozoischen Schichten (HESEMANN 1975, S. 385); des weiteren führen Pressungen zu Aufwölbungen (Achsen und Sättel), Auf- (Horste), Ab- und Überschiebungen sowie Dehnungen bzw. Zerrungen zu Ausweitungen (Gräben) mit einem Zerfall in viele Teilschollen (Schollenmosaik). Eine nicht unwesentliche Rolle bei diesen Dislokationen in den "Saxoniden" spielten die sich plastisch verhaltenden, aufsteigenden Salze des Zechstein-Untergrundes (*Halokinese*). Vertikaltektonische Vorgänge sind darüber hinaus auf das Eindringen von magmati-

schen Intrusionskörpern zurückzuführen, wie z.B. dem 'Bramscher Massiv'(Pluton) unter dem nordwestlichen Weserbergland.

Ausschlaggebend bei der geologischen Entwicklung des Weserberglandes war das Aufeinandertreffen zweier regional-geologischer Hauptelemente, und zwar des Niedersächsischen Tektogens und der Hessischen Senke. Im Gebiet des *Niedersächsischen Tektogens* (Abb. 1), nördlich und östlich der heutigen Westfälischen Bucht, begann sich im Oberen Jura (Malm) während der *jungkimmerischen Phase* ein marines Becken (Niedersächsisches Becken) einzutiefen. In der jüngeren, der *subherzynen Phase* (Oberkreide), unterlagen die Sedimente dieses Beckens einer Einengung und einer Hebung. Dabei fungierten die Nordostflanke des variskischen Unterbaus, d.h. der unter Oberkreidebedeckung der Westfälischen Bucht liegende Nordsporn

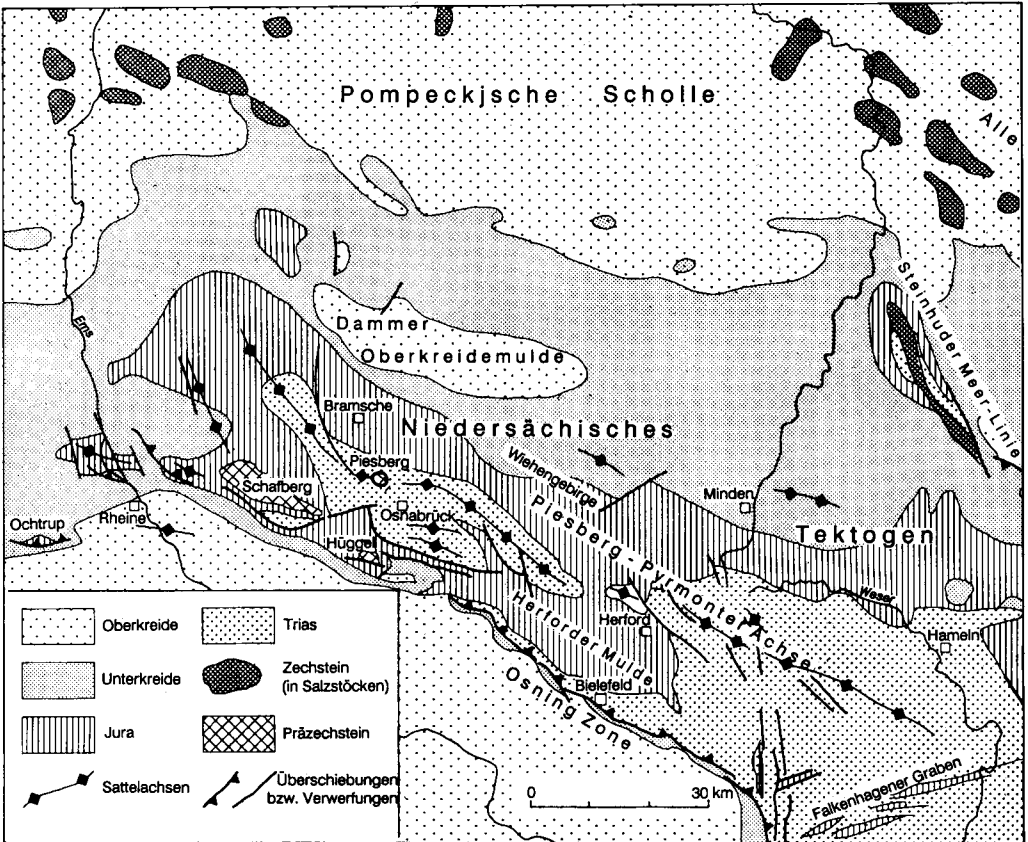


Abb. 1: Prä-Tertiär im Bereich des Weserberglandes und angrenzender Gebiete

(nach BOIGK, aus: WALTER 1992)

der 'Rheinischen Masse' (Rheinisches Schiefergebirge), im Süden und die Pompeckjsche Scholle im Norden (s. Abb. 1) wohl gewissermaßen als Widerlager (SEEDORF 1977, S.190). Der Südteil des Beckens wurde zum Tektonen, aus dem sich langsam die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle emporhob, geprägt von bruchtektonischen Strukturen, wobei durch Pressungen und Zerrungen Achsen aufgewölbt, Schollen verstellt wurden und Gräben einbrachen.

Als Haupthebungszone (Scheitelregion) im Bereich der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle entstand die Nordwest-Südost (=herzynisch) verlaufende Piesberg-Pyrmonter Achse, von der Teilgebiete zusätzlich beulenartig bzw. auch unter Einwirkung subvulkanischer Vorgänge (Plutone) horstartig herausgehoben wurden. An der Südflanke der Schwelle (Osning Zone, Abb. 1) erfolgten eine sattelförmige Aufwölbung des Teutoburger Waldes (Osning Achse) und eine Überschiebung nach Südwesten gegen den Nordsporn der Rheinischen Masse (Osning-Überschiebung). Die Nordflanke der Schwelle, geformt als Flexur zwischen der Schwelle und dem tieferliegenden Nordteil des ehemaligen Niedersächsischen Beckens, wird vom Wiehengebirge nachgezeichnet, dessen Schichten nach Nordosten, zum Norddeutschen Tiefland hin, einfallen (Abb. 2). Nach Verwitterung

und Abtragung des Sattelscheitels zwischen den beiden Flanken der Schwelle (Reliefumkehr) verblieb das Wiehengebirge aufgrund seiner harten Oberjura-Kalke als eine Landstufe mit nach Süden, d.h. zum Innenbereich des Weserberglandes, gerichteter Stirnfront bestehen.

Die Hessische Senke, die seit dem Perm überwiegend Senkungstendenzen aufwies, unterlag vom höheren Jura ab phasenhaft Hebungen. Im Verlauf der jungkimmerischen Periode setzten zwischen der Rheinischen Masse und der Hessischen Senke Vertikalbewegungen ein, wodurch eine staffelförmige Störungszone ('Egge-Lineament'; DEUTLOFF 1989, S.37) am Ostabbruch des Grundgebirges (Rheinische Masse) reaktiviert wurde. Im Zusammenhang damit erfuhr auch das südliche Weserbergland seine tektonische Gestaltung mit Zerrungs- und Pressungsformen (Gräben, Mulden, Schwellen) in vorwiegend eggischer Streichrichtung (NNW-SSE). Den außerhalb des Weserberglandes liegenden Mittel- und Nordostbereich der Hessischen Senke durchziehen vorwiegend rheinische Störungszone (NNE-SSW), wie sie z.B. den Solling im angrenzenden Weser-Leinebergland kennzeichnen.

Die tektonischen Linien herzynischer Richtung des nördlichen Weserberglandes und die eggischen Linien des südlichen Berglandes

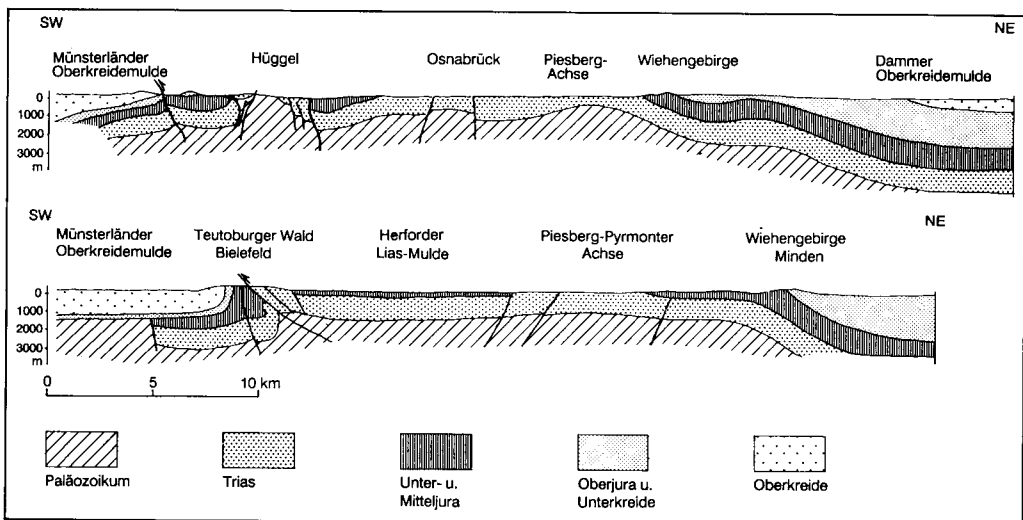


Abb. 2: Schematische geologische Profile durch das nördliche Weserbergland

(nach BOIGK 1968 et.al., aus: WALTER 1992)

kreuzen sich an der Nordwestflanke der Hessischen Senke in einer Zone, die vom Nordende des Eggegebirges östlich bis zur Oberweser reicht. Durch die Vergitterung unterschiedlicher Strukturpläne weist dieser Bereich ein verwickeltes Strukturmuster und - an der Oberfläche - kleinräumig wechselndes Formenbild auf. In der geologischen Übersichtskarte (Abb. 3) tritt das Gebiet durch ein System von Gräben (Falkenhagener Graben, s. auch Abb. 1) mit jurassischen Schichten in triassischer Umgebung (v.a. Keuper) hervor im Zuge einer NE-SW (variskisch vorgeprägt ?) streichenden Störungszone. Diese Zone deckt sich in etwa mit dem von STILLE (1910) so bezeichneten "Niedersächsischen Uferrand". Während sich vom Uferrand nach Norden das Niedersächsische Becken als Meeresraum erstreckte, war der südlich angrenzende Kru-

stenteil (Hessische Senke) trotz einzelner Meerestransgressionen wohl überwiegend Festland und unterlag gegen Ende des Jura einer großflächigen Hebung und flächenhaften Erosion.

Daraus erklärt sich auch das Einfallen und Jüngerwerden der Ablagerungen im Weserbergland von Süden nach Norden und die damit gegebene Gliederung in ein südliches Muschelkalkgebiet (Mittlere Trias), ein zentrales Keupergebiet (Obere Trias) und ein nördliches Juragebiet (Abb. 3). Die triassischen Gesteine lagern im allgemeinen flacher; Schwellen (z.B. Brakeler Muschelkalkschwelle) wechseln mit Einmuldungen (z.B. Borgentreicher Keupermulde). Die jüngeren Gesteine weiter nördlich lagern im großen gesehen in einem Aufwölbungsbereich (Pies-

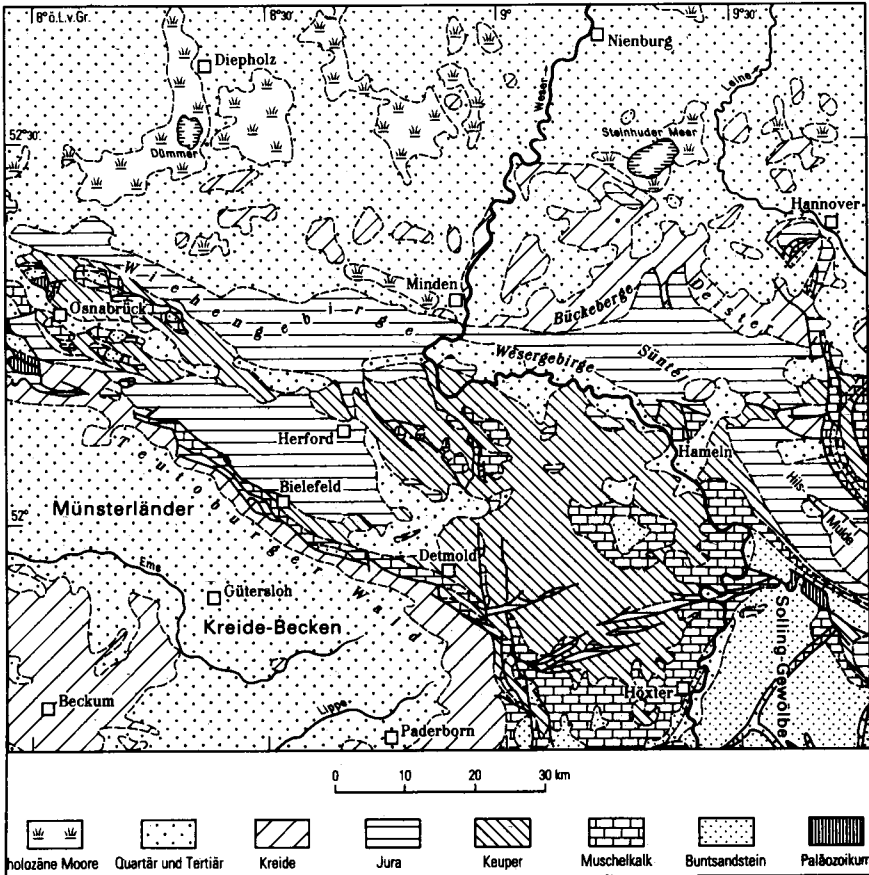


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte

(aus: Erl. z. Geol. Karte NRW, C 3918 Minden)

berg-Pyrmonter Achse), im einzelnen jedoch mit vielfältigen Bruch- und Faltenstrukturen in einer Anzahl von Kleinsätteln und -mulden, Hebungsfeldern (vor allem im Nordwesten) und Gräben (Kleinschollenmosaik).

2. Geologische Entwicklung, Stratigraphie

Den tieferen Unterbau des Weserberglandes bildet der weitgehend eingebnete variskische Sockel, auf dem sich im *Perm* zur Zeit des *Rotliegenden* unter aridem Klima in mehreren Festlandtrögen terrestrisch-limnischer Verwitterungsschutt vorwiegend rot-brauner Färbung sammelte. Zu Beginn des *Zechsteins* sanken die Tröge ein und schlossen sich zum 'Germanischen Becken' ('Norddeutsche Senke') zusammen, in das aus Nordwesteuropa das Meer eindrang. Es umflutete die Rheinische Masse auf ihrer Nordwest-, Nord- und Ostseite. In diesem Meer kam es zu zyklischer Sedimentation einer Abfolge klastischer, karbonatischer, sulfatischer und chloridischer Ablagerungen infolge zeitweiliger Sedimentanlieferung vom Festland und nachfolgender Ausfällung der im Meerwasser unter heiß-aridem Klima bis zur Übersättigung angereicherten gelösten Salze. Tonsteine, Kalksteine/Dolomite, Anhydrit (und daraus entstandener Gips), Stein-, Kali- und Magnesiumsalze wechselten in mehrfachem Zyklus miteinander ab. Die Werra-Folge (Z1) nimmt den Unteren und Teile des Mittleren Zechsteins ein; darüber schließt sich bis in den Oberen Zechstein hinein die Staßfurt-Folge (Z2) an, die ihrerseits von der jüngeren Leine-Folge (Z3) abgelöst wird. Außer dem oberen Glied der Folge, der Aller-Folge (Z4), sind in zentralen Beckenteilen noch drei weitere Salarzyklen nachzuweisen: die Ohre-, die Friesland- und die Mölln-Folge (Z 5,6,7; WALTER 1992, S.84). Die ganze Zechstein-Serie erreicht zusammen eine Mächtigkeit von ca. 1000m, davon rd. 700m Salze. In der Randfazies des Ablagerungsbeckens dominieren Kalk und Dolomit. Die mächtigen, gut löslichen und mechanisch sehr mobilen Salzsedimente waren mit einer Voraussetzung für die weitere strukturelle Entwicklung des Weserberglandes (Auf- und Abschiebungen von Gesteinen). An die Oberfläche oder ihre Nähe treten die Salze jedoch nur im Niedersächsischen, wo sie für die Wirtschaft größere Bedeutung erlangten.

Von den im Weserbergland ausstreichenden stratigraphischen Systemen ist im mittleren und südlichen Bereich fast ausschließlich die *Trias* vertreten (Abb. 3), mit der das Mesozoikum beginnt. Die Gliederung der mesozoischen Gesteine nach dem Alter wird - abgesehen vom Buntsandstein - durch einen großen Fossilreichtum ermöglicht. Die triassischen Ablagerungen erfolgten unter subtropisch-ariden Klimabedingungen im Westteil des Germanischen Beckens, das sich später, vor allem in der mittleren Trias, stark erweiterte.

Die germanische Serie der Trias beginnt mit dem *Buntsandstein*. Oberflächenbildend kommt er in größerer Verbreitung südlich und östlich des Weserberglandes vor (Hessische Senke und Solling-Gewölbe); vereinzelt tritt er im Kern sowohl tektonischer Aufpressungen als auch Zerrungen (Gräben) auf, z.B. im Bereich des Piesberg-Pyrmonter Achsen-scheitels in der Umgebung von Osnabrück, im Bereich des Eggebirges oder des angrenzenden Hardehausener Waldes. Zur Ablagerungszeit des Buntsandsteins wurden, zunächst in einem übersalzten Flachmeer, dann nach dessen Rückzug in einer terrestrischen Senke, die Abtragungsprodukte von südwestlich (Rheinische Masse) und südöstlich (Böhmische Masse) gelegenen Festländern sedimentiert. Die bunten namengebenden Gesteinsfarben deuten auf eine sanderfüllte Binnensenke unter aridem Klima als Sedimentationsraum hin. Erst im Oberen Buntsandstein kehrte das Meer zurück. Die Fazies zeigt einen Wechsel sandig-schluffig-tonigen Materials; bei den Sandsteinen treten vielfach Kreuzschichtung, Rippelmarken, Regentropfeneindrücke und Tongerölle, bei den Tonschichten Trockenrisse auf. Der Untere Buntsandstein ist im jüngeren Teil mit Bänken harten Sandsteins (Rogenstein) durchsetzt, denen mürbe Sandsteine aufliegen. Im Mittleren Buntsandstein herrscht harter, fast reiner Quarzsandstein ('Bausandstein') vor. Der Obere Buntsandstein (Röt) ist toniger ausgebildet und begleitet von Letten, Mergeln, schmalen Kalkbänken, Salz, Salzton und Anhydrit.

Mit dem *Muschelkalk* folgte eine Epoche der Meeresherrschaft, während der die Rheinische Masse nur noch in Resten als Insel herausragte (ohne Eifel und Hunsrück). Vor-

nehmlich wurden chemische Sedimente mit nur geringer festländischer Komponente ausgefällt und die Kalkschalenreste der marinen Wirbellosen zu Schillbänken zusammengeschwemmt. An die Oberfläche tritt der Muschelkalk im Weserbergland vor allem in dessen südlichem Teil im Bereich des Netheberglands (Brakeler Schwelle), in 'umlaufenden' Schichten um die Borgentreicher Keupermulde und den Talkessel von Bad Pyrmont sowie in einem breiten Zug westlich und z.T. östlich der mittleren Oberweser (Abb. 3). Im nördlichen Weserbergland findet sich Muschelkalk in geringerer Verbreitung im Teutoburger Wald, Lipper Bergland und im Raum Osnabrück. Der untere Muschelkalk enthält neben dichtem, bankigem bis plattigem Kalkstein u.a. auch dünne Kalkbänkchen mit Wellenfurchen eines bewegten Flachmeeres ('Wellenkalk'). Im Mittleren Muschelkalk wurde das Meer zeitweilig vom Ozean abgeschnürt (Übersalzung und Festlandeinfluß), so daß es neben Mergel (Ton- bis Kalkmergel) auch zur Ablagerung von Steinsalz und Gips kam. Während des Oberen Muschelkalks öffnete sich wieder eine Verbindung zum Ozean im Süden (Tethys), und vom eindringenden Meer zeugen vor allem harte Kalkbänke mit eingeschwemmten Stielgliedern von Seelilien ('Trochiten-Kalk') sowie eine Serie wechselagernder Tonmergelsteine und dünnbankiger bis plattiger Kalksteine mit der Ammoniten-gattung *Ceratites* als Leitfossil ('Ceratiten-Schichten').

Die Schichten des *Keupers* weisen abermals auf einen festländischen Sedimentationsraum, der den Charakter einer zeitweilig überfluteten oder von Wadis (Wüstenflüssen) durchzogenen Salz-Ton-Ebene besaß, bis im Oberen Keuper das Meer erneut eindrang. Seine Hauptverbreitung hat der Keuper in der Borgentreicher und Steinheimer Mulde sowie - vor allem - im Lipper Bergland etwa zwischen Bad Oeynhaus und Höxter, Detmold und Hameln (Abb. 3). Den Unteren Keuper kennzeichnet noch ein schelfartiges Milieu mit Deltaschüttungen (Kalke, Sande, Mergel, Schluffe, Tone) und eingelagerten, verunreinigten (Ton) Kohleflözchen ('Lettenkohlen-Keuper'). Im Mittleren Keuper ('Gips-Keuper') herrschen Gips aus flachen übersalzten Becken unter geringer Wasserbedeckung, Steinmergel (dolomitisch-kieselige Tonstei-

ne) und sog. Schilfsandstein (limnisch-fluviale Sande, Schluffe, Tone mit Pflanzenresten) vor. Der Gips führte später bei oberflächennaher Auslaugung zu Erdfällen oder Subrosionssenken. Den Oberen Keuper (Rhät) prägen eine küstennahe Fazies mit harten Sandsteinen ('Rhät-Quarzit') sowie küstenfernere dunkelgraue Tonlagen.

Im *Jura* verstärkte sich der Einfluß des Meeres. Vom *Lias* bis in den *Dogger* bildete Nordwestdeutschland einen Teil des nordwesteuropäischen Randmeeres, das durch zwei Meeresarme im Westen und Osten der Rheinischen Masse mit dem 'Fränkisch-Schwäbischen Becken' des Tethys-Meeres verbunden war. In das Schelfmeer, dessen Küstenverlauf infolge epirogenetischer Meeresbodenbewegungen einige Änderungen erfuhr, wurde von der Rheinischen Masse unter den Bedingungen feuchtwarmen Klimas überwiegend feinklastisches Material eingeschwemmt, das sich zusammen mit den Schalen und Skeletten einer reichen Lebensgemeinschaft von Plankton, Wirbellosen und marinen Wirbeltieren am Meeresboden ablagerte. Gegen Ende des Doggers und zur Zeit des folgenden Malms verengte sich der Meeresraum - unter Schließung der beiden Meeresarme und dem Emporsteigen einer Scholle im Norden - auf das Niedersächsische Becken mit einem Einsetzen epirogenetischer Unruhe und später orogener Bewegungen der jungkimmerischen Phase.

Jura-Gesteine sind im nördlichen Weserbergland wie auch im gesamten Nordbereich des Niedersächsischen Berg- und Hügellandes weit verbreitet. Schwerpunkte im Weserbergland bilden das Wiehengebirge, das Ravensberger Hügelland (zwischen Melle und Herford, Bielefeld und der Porta Westfalica) sowie ein Streifen parallel (nördlich) zum Teutoburger Wald. Im *Lias* überwiegen mergeligitonige Sedimente, die mit tierischen und pflanzlichen Bestandteilen überfrachtet sind, woraus die dunklen Farben ('Schwarzer Jura') und die Kohlenwasserstoffgehalte einiger Schichten resultieren (z.B. 'Ölschiefer' mit 2-5% Bitumen; im Norddeutschen Tiefland auch Erdöl). Im *Dogger* wechseln dunkle tonige Gesteine vollmariner Sedimentation zunächst mit grobklastischen Sandsteinen aus flächenhaften Abspülungen von einem 'Cim-

brischen Festland' (in der heutigen Nordsee), dessen Küste nach Süden gegen das Niedersächsische Becken vorrückt. Diesen Ablagerungen folgen der Cornbrash, ein eisenschüssiger Kalksandstein, sowie der grobkörnige Porta-Sandstein, die beide den Kamm des Wiehengebirges aufbauen, und der Porta-Eisenstein ('Brauner Jura').

An der Wende zum *Malm* kündigte die verstärkte Bodenunruhe (jungkimmerische Phase) die Verengung des Sedimentationsraumes auf ein unter 100km breites (N-S) Becken zwischen der Rheinischen Masse im Süden und der Pompeckjschen Scholle im Norden an ('Niedersächsisches Becken'). Anfangs wurden vornehmlich kalkige Gesteine (darunter Korallenoolithen) abgelagert ('Weißer Jura') mit zwischenliegenden oolithischen Eisenerzflözen (östlich der Porta Westfalica). Später macht sich die Einengung des Beckens im Übergang der marinen Sedimentation zu Sand, Schluff und Pflanzendetritus, aber auch Gips und sogar Steinsalz bemerkbar, die in vom offenen Meer abgeschürften Eindampfungsbecken bzw. Ästuaren unter aridem Klima ausgeschieden wurden (Münder-Mergelfazies). Erdfälle im Wiehengebirgsvorland, z.B. bei Hopsten ('Heiliges Meer'), weisen auf eine Auslaugung dieser Salinarfolge hin. Innerhalb der oberen Münder-Mergel vollzog sich der Übergang vom Jura zur Kreide mit Beginn der Berrias-Stufe, deren Bückeberg-Folge heute auch als deutscher Wealden bezeichnet wird (KEMPER 1973, S.55). Früher ordnete man den Wealden noch dem Jura zu.

Die *Kreide*-Formation erhielt ihren Namen von hellfarbenen, reinen und relativ weichen Kalkgesteinen ('Schreibkreide'), die aber in Nordwestdeutschland infolge Beimischung sonstiger Gesteine (Mergel, Sand- und Tonsteine) so nicht vorkommen. Zusammenhängend stärker verbreitet sind die Kreide-Gesteine östlich der Weser und westlich des Weserberglandes in der Westfälischen Bucht. Im Weserbergland selbst finden sie sich im Bereich des Teutoburger Waldes sowie - inselhaft zutage tretend - nördlich des Weserberglandes z.B. im Stemweder Berg. Zu Beginn der *Unterkreide* herrschte noch ein brackiglimnisches Niveau vor, das anschließend in ein brackig-marines überging. Die Sedimentation erfolgte in der Hauptsache von der

Rheinischen Masse her (nunmehr Teil eines Festlandes von Irland bis Polen) mit mächtigen Bankfolgen von Sandstein, denen dünne Steinkohlenflöze aus Mooren und Sumpfwäldern am Südrand des Beckens vergesellschaftet sind ('Wealden'-Steinkohle zwischen Minden und Obernkirchen). Nachfolgend, mit dem Valangin, setzten wieder stärker marine Verhältnisse ein unter Ausdehnung des Ablagerungsraumes durch eine Meerestransgression sowohl nach Norden (Überflutung der Pompeckjschen Scholle) als auch nach Süden. Im Süden wurde der in der jungkimmerischen Phase auf dem Nordsporn der Rheinischen Masse (im Untergrund der Westfälischen Bucht) gegen das Niedersächsische Becken entstandene "Münsterländer Abbruch" überflutet und von Ablagerungen der Unterkreide bedeckt. Der Saum, in dem heute die ältere Unterkreide mit fein- bis mittelkörnigen sandigen Sedimenten auskeilt, erstreckt sich im 1-2 Zehnerkilometer-Abstand südlich entlang des Randes von Teutoburger Wald (Osning-Sandstein) und Eggegebirge (Abb. 1). Im Alb griff das Meer noch weiter auf den Nordsporn der Rheinische Masse über mit tonigen, sandigen und kieselig-mergeligen Schichtenfolgen ('Flammenmergel'); am Ende der Unterkreide zog es sich dann wieder auf dem Gebiet der Rheinischen Masse zurück.

Die Epoche der *Oberkreide* war weltweit eine Zeit der Meeresherrschaft (Thalattokratie). Erstmals seit dem Paläozoikum überflutete das Meer fast die gesamte Rheinische Masse - wahrscheinlich bis in den Taunus hinein. Der Bereich des späteren Weserberglandes lag nun in einer küstenferneren See, in die wärmeliebende Faunen und Floren einwanderten. Im Gegensatz zu den sandig-mergeligen Ablagerungen der Unterkreide-Zeit kam es jetzt - im Cenoman und Turon - zu Sedimenten aus Mergelsteinen mit Kalkmergelsteinbänken ('Plänerkalk') und Kalksteinen. Gegen Ende der Oberkreide setzte dann die subherzyn-laramische Phase der Gebirgsbildung ein, in deren Verlauf das Niedersächsische Becken erneut im N-S-Querschnitt verringert und die Sedimentfüllung schließlich über den Meeresspiegel aufgewölbt (Inversion) wurde: "Während ARNOLD (1968) eine ständige langsame Hebung mit Abtragung annimmt, vermutet VOIGT (1977) den Hebungsbeginn erst im Coniac. Dieser endete im Obercam-

pan, und das Oberkreide-Meer drang erneut ein" (THIERMANN 1984, S.452). "Die Sedimentation greift wieder auf die z.T. tiefabgetragenen Inversionsstrukturen über. In der Dammer Oberkreidemulde" (Abb. 1) "transgredierte Unterampan auf Obermalm" (WALTER 1992, S. 89). Zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge unterlagen anschließend die Unterkreide- (weitestgehend) und Oberkreideablagerungen sowie zwischen Wiehengebirge und (seit dem Santon absinkender) Pompeckjscher Scholle die Oberkreide-Sedimente (ausgenommen in der Dammer Oberkreidemulde) der Abtragung (Abb. 1).

Positive magnetische Anomalien und extrem geringe geothermische Tiefenstufen von nur 17,5 m/°C (Bohrung Kalkriese I, DEUTLOFF 1986, S.41; sonst durchschnittlich etwa 33 m/°C, also rd. 3°C Wärmezunahme auf 100m Tiefe) lassen zudem auf das Vorkommen magmatischer Intrusionskörper schließen. Dafür sprechen u.a. auch die Kohlsäure- und Thermalquellen am Wiehengebirge und Teutoburger Wald, die Buntmetall- und Eisenerze im Hügelland, der höhere Inkohlungsgrad (Anthrazitisierung) der Karbonkohle und die Quarzitisierung des Sandsteins sowohl bei Ibbenbüren (Schafberg) als auch am Piesberg bei Osnabrück. Aus dem nordwestlichen und östlichen Raum des Weserberglands sind drei nicht zur Oberfläche aufgestiegene Intrusionskörper in wenigstens 5000m Tiefe bekannt, das 'Bramscher Massiv', das 'Massiv von Vlotho' und das 'Massiv von Uchte'.

Die mehrphasige Inversionsbewegung an der Wende Kreide/Tertiär vollendete im wesentlichen die Ausprägung der tektonischen Hauptstrukturen des Weserberglands mit der Wiehengebirgsflexur an der Nord- und der Osning-Überschiebung auf die Rheinische Masse an der Südflanke. "Die Intensität der subherzyn-laramischen Beanspruchungen war besonders am Rande der Rheinischen Masse im Schollenrandbereich des Osning am größten und führte dort zu südvergenten, alpinotyp anmutenden Einengungsstrukturen (Überkippen, Überschiebungen und Abscherungen)" (FIEDLER 1984, S.523) (Abb. 2). Der engräumige Wechsel verschiedenartiger Gesteine in den steilgestellten Schichten hat dazu geführt, daß der Teutoburger Wald abschnittsweise in mehrere parallel verlaufende

Ketten zergliedert ist, die im Nordwesten - mit dem Zurückweichen der Osning Achse nach Norden (Abb. 1) - flacher werden. Der Bereich zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge wurde flachwellig strukturiert: Einer Hebungszone (Piesberg-Pyrmonter Achse) aus mehreren Einzelerhebungen ('Beulen'), die durch Querverwerfungen gegeneinander versetzt sind und in den Kernen z.T. ältere Trias aufweisen, schließt sich zu den Flanken hin flachlagerndes, weitflächig verbreitetes Keuper und Lias (Jura) an (Abb. 3), nach Süden in eine Einmuldung übergehend (Herforder [Lias-] Mulde) (Abb. 1).

Im älteren *Tertiär* (Paläo-, Eozän) blieb Ostwestfalen zunächst noch Festland; im Oligozän entstand dann wieder eine Meeresverbindung zwischen dem nördlichen Deutschland und der Hessischen Senke mit schrittweiser Transgression über die Nordwestfälisch-Lippische Schwelle hinweg. Fortdauernde tektonische Bewegungen führten an Zerrfugen zu schmalen Grabeneinbrüchen, die teilweise - wie bei dem Falkenhagener Grabensystem - variskisch gerichtete Untergrundstrukturen aufnahmen. In der Hessischen Senke drangen basaltische Schmelzen empor "in Form von effusiven und subeffusiven Lagern, Quellschloten, Gängen, Stielen und Stöcken (GRÜNHAGEN 1976, S.33), von denen einige auf Spalten auch die Schichten im südlichen Weserbergland durchstießen (Desenberg bei Warburg u.a.m.). Im Jungtertiär bedingten Gebirgsbewegungen eine Hebung des Gebietes zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge und einen schrittweisen Rückzug des Meeres bis auf eine dem heutigen Verlauf (Nordsee) angenäherte Küstenlinie. Ablagerungen des Tertiärs sind im Weserbergland infolge der Hebung und einer Abtragung nur lokal überliefert worden, so im Doberg (Stadt Bünde) oder bei Dörentrup östlich von Lemgo. Andererseits schuf die Hebung die Voraussetzung für die nachfolgende Einkerbung des heutigen Talsystems.

Gegen Ende des Tertiärs, im Laufe des Pliozäns und mit dem *Quartär* begann eine Abkühlung des vorher meist warmen Klimas; Kaltzeiten mit Inlandeisbedeckung wechselten mit Warmzeiten. Während der Saale-Eiszeit im Mittel-Pleistozän erstreckte sich das Inlandeis von Nordeuropa bis nach Westfalen

und stieß zur Zeit seiner Maximalausdehnung im Weserbergland bis auf etwa eine, von großen Aus- und Einbuchtungen gekennzeichnete Linie vor, die von der Oberweser zwischen Bodenwerder und Hameln über das Extertal bei Bösingfeld bis zur Dörenschlucht im Teutoburger Wald bei Detmold verlief. Tertiärzeitliche Verwitterungsdecken und bodennah anstehendes Gestein wurden losgelöst, mitgeführt, aufgeschüttet, aufgearbeitet, wieder umgelagert und abgetragen; Vorgänge, die sich z.T., in abgeschwächter Form, auch im Holozän, der Nacheiszeit, fortsetzten. Der Wind lagerte weitflächig feinkörnigen Staub als Löß (z.T. Lößlehm und Sandlöß) ab, vornehmlich im nördlichen (Ravensberger Hügelland), in Senken und Mulden auch im südlichen Weserbergland (Börden von Steinheim und Warburg).

3. Morphologie und Tektonik

Durch Verwitterung, Ausspülung bzw. Abtragung wurden die oberflächenbildenden Voll- und Hohlformen des Weserberglandes weiter herausmodelliert, wobei das morphologische Bild nicht immer mit den tektonischen Strukturen übereinstimmt.

Im nördlichen Weserbergland tritt die Piesberg-Pyrmonter Achse unter morphographischem Aspekt stellenweise nicht als Hebungzone hervor. Als solche erscheint sie im Nordwesten, im Osnabrück-Tecklenburger Berg- und Hügelland, wo ältere Gesteine des

Untergrundes emporgehoben wurden, wozu neben triassischen Gesteinen auch die Oberkarbon-Schichten im Schafberg (Abb. 4), Hügel und Piesberg zählen. Die hier hochgepreßten Oberkarbon-Horste ('Sprunghöhe' gegenüber dem Oberkarbon im Untergrund der benachbarten Westfälischen Bucht rd. 3000 m) zeigen keine Spuren alpinotyper Faltung wie im Oberkarbon des Ruhrgebiets: Die variskische Faltung reichte offenbar nur bis zu den bereits vorvariskisch (kaledonisch) konsolidierten Gebieten Nordeuropas, deren Südgrenze den nördlichen Teil der Westfälischen Bucht und die Nordhälfte des Weserberglandes quert.

Im Ravensberger Hügelland, das an das Berg- und Hügelland um Osnabrück nach Osten anschließt, liegt die Piesberg-Pyrmonter Hebungzone deutlich tiefer als die Randketten des Weserberglandes. Den Untergrund bilden hier weichere Schichten des Lias und des Keupers, in die kleine (Subrosions-)Senken eingebettet sind, in denen sich z.B. Tertiärlagerungen (siehe Doberg in Bündel) erhalten haben. Im östlich angrenzenden Lipperland tritt die Piesberg-Pyrmonter Achse wieder kräftiger als Hebungsbereich in Erscheinung. Bei der Heraushebung wurde das Lipper (Keuper-) Bergland von Störungen (Verwerfungen, Brüche) durchsetzt, besonders zu den Rändern hin. Auf den hier empordringenden Thermal- und Solequellen ('Massiv von Vlotho' im Untergrund) basieren weithin bekannte Bäder wie Oeynhausener und Salzuflen.

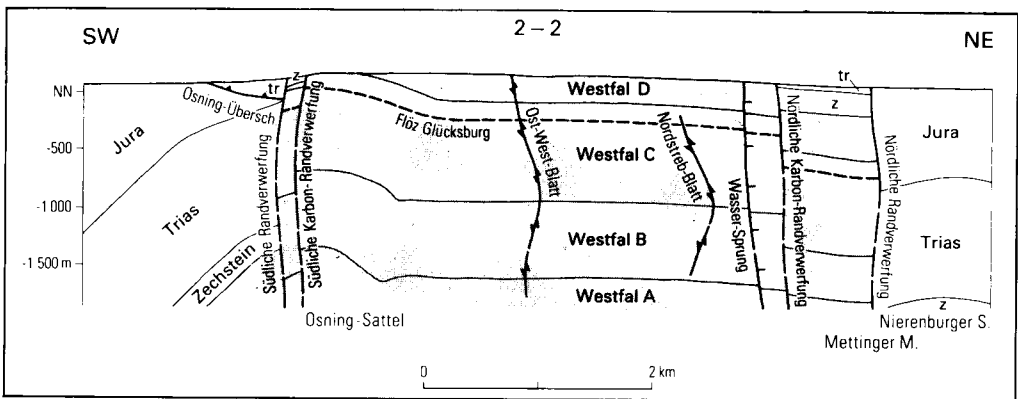


Abb. 4: Schematisches geologisches Profil durch die Ibbenbürener Karbon-Scholle (Schafberg)

(nach Drozdewski 1985, aus: Erl. z. Geol. Karte NRW, C 3910 Rheine)

Weiter in Richtung Bad Pyrmont wechselt die Aufwölbung vom Keuper in den Muschelkalk, der - in und um Pyrmont - in Buntsandstein übergeht (Abb. 3). Im Talkessel von Pyrmont fallen die Schichten nicht entsprechend dem Gewölbebogen nach außen ab, sondern entgegengesetzt zum Gewölbekern hin ein. "Das im ursprünglichen Schichtenverband hier mehr als 200m mächtige jüngere Steinsalz des Zechsteins ist durch lösende Wässer nach Westen zu völlig abgelaut (subrodiert) worden, und die darüber folgenden 750-800m mächtigen Ablagerungen des Buntsandsteins mitsamt der überlagernden Muschelkalkplatte haben dieses entstehende Defizit an Salz durch eine Schichtenverbiegung ausgeglichen. In der so entstandenen Salzhangflexur trat eine Auflockerung der Muschelkalk-Platte ein, die eine Ausräumung des Talkessels bis auf den festen mittleren Buntsandstein (Bausandstein) ermöglichte. Daß die Salzablaugung noch heute fortschreitet, zeigen die Solequellen" (KÜHN-VELTEN 1979, S.39).

Jenseits Pyrmont, die Ottensteiner Hochfläche (Rumpfflächen-Relikt?) tangierend, verläuft die Hebungszone weiter in Richtung Wesertal, dessen Entstehung noch manche Fragen aufwirft. Die heutige Anlage dürfte in weiten Teilen noch nicht sehr alt sein; wahrscheinlich wechseln junge, durch kreide-/tertiärzeitliche Hebungs- und Senkungsvorgänge bedingte Strukturen mit älteren. So verließ z.B. die Weser früher ihr jetziges Tal im Raum Hameln und floß nach Nordosten ab. Dagegen ist das heute von Werre, Else und Hase entwässerte Längstal südlich vor dem Wiehengebirge wohl kein altes Ur-Wesertal, wie man früher annahm. Die jüngere geologische Geschichte der Oberweser dokumentieren zahlreiche Terrassen als Zeugen einer rhythmischen Eintiefung des Flusses (ROHDE 1989).

Im *südlichen Weserbergland* stimmen die Reliefeinheiten und -formen im wesentlichen mit der Tektonik überein. Die Borgentreicher Keupermulde im Süden ist, wie die Keupermulde von Steinheim im Norden - die wiederum in die herzynisch streichende Muldenzone (Lipper Keupermulde, südlich des Lipper Berglands, und Herforder Liasmulde) des nördlichen Weserberglandes überleitet -, nicht

nur morphologisch eine Mulde, sondern auch eine tektonisch bedingte. Desgleichen stellt die Brakeler Muschelkalkschwelle - wie die Borgentreicher Keupermulde ein Hauptelement der sog. Nethe-Scholle (WALTER 1992, S. 332) - morphologisch und tektonisch eine Heraushebung dar, an die sich östlich der tief eingeschnittenen Oberweser das flache Gewölbe des Sollings mit Buntsandstein anschließt.

Das Eggegebirge im Westen bildet die Randstufe der Westfälischen Bucht mit Gesteinen der Unterkreide. Der Übergang von hier zum Innenbereich des südlichen Weserberglandes ist gekennzeichnet von einem jungkimmerisch stark dislozierten Untergrund mit schmalen Hebungszonen (Warburger-, Driburger-, Berlebecker Achse) und eggisch (NNW-SSE) streichenden grabenartigen Senkungsfeldern, die von Verwerfungen umsäumt werden (Randstufen zur Rheinischen Masse). Bei Bad Driburg treten an Störungen kohlen säurehaltige Mineralwässer aus größerer Tiefe (Zechstein) zutage, mit Lösungsbestandteilen auch des Oberen Buntsandsteins. Die Achsen in gewinkelter Fortsetzung der Osning Achse, z.B. die Driburger Achse (im 'Driburger Kessel' mit Reliefumkehr), entfernen sich vom Flankenrand (Eggegebirge) und laufen bogenförmig auf Warburg zu (Warburger Achse) und weiter in Richtung Fritzlar an der Eder.

Die letzten formentscheidenden Eingriffe in die Oberfläche des Weserberglandes erfolgten durch die Verwitterung und Abtragung. In Kombination mit der unterschiedlichen Gesteinsstruktur und den Lagerungsverhältnissen schufen sie zahlreiche Einzelformen. So treten z.B. die härteren Schichten des Buntsandsteins (Rogen- u. Bausandstein), des Trochitenkalks im Oberen Muschelkalk, des Rhätsandsteins im Oberen Keuper und der Sandsteine im Oberen Jura sowie verschiedener Kreide-Stufen im Landschaftsbild als Bergzüge, Plateaus, Stufen und Kanten hervor, während sich aus den jeweils weicheren kalkig-mergelig-tonigen Schichten derselben Formationen Senken, Talzüge und Flachhänge entwickelten. Durch die Kappung der Sattelscheitel und die Freilegung von Schichtköpfen kam es bei den härteren Kalk- und Sandsteinen je nach Schichtneigung zur Aus-

bildung von Schichtstufen bis Schichtkämmen. Schicht- und (tektonisch bedingte) Bruchstufen überwiegen im südlichen Weserbergland (Eggegebirge und östliches Vorland). Die Flanken des nördlichen Weserberglandes sind vornehmlich als Schichtkämme (teilweise Rippen) herauspräpariert, mit denen sich das Bergland wallartig ('Weserfestung') in das Norddeutsche Tiefland vorschiebt.

Zitierte Literatur

- Arnold, H.** (1968): Das Obercampan des Steweder Berges bei Haldem und seine Fauna. In: Veröff. Überseemuseum Bremen, Reihe A,3,S.273-342. Bremen
- Boigk, H.** (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. In: Geol.Jb., Bd.85, S.861-900. Hannover
- Deutloff, O.** (1986): Erdgeschichte. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Erl. zu Blatt C 3914 Bielefeld, S.9-41. Krefeld
- Deutloff, O.** (1989): Das Deckgebirge der Hessischen Senke. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Erl. zu Blatt C 4718 Korbach, S.37-39. Krefeld
- Fiedler, Kl.** (1984): Tektonik (Baugeschichte). In: **H. Klassen** (Hg.): Geologie des Osnabrücker Berglandes. Textband, S.519-565. Osnabrück
- Grünhagen, H.** (1976): Vulkanite des Tertiärs und Quartärs. In: Geologie, Textbeilage zu den Karten "Geologie" u. "Geologische Struktur", S.32-34. Hannover (= Deutscher Planungsatlas, Bd.1. NRW, Lfg.8)
- Hesemann, J.** (1975): Geologie Nordrhein-Westfalens. Paderborn (= Bochumer Geogr. Arbeiten, Sonderreihe: Bd.2)
- Kemper, E.** (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in Nordwest-Deutschland. In: Geol.Jb., A9, S.47-67. Hannover
- Klassen, H.** (Hg.) (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes. Text- und Anlagenband. Osnabrück
- Kühn-Velten, H.** (1979): Bad Pyrmont. In: Geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:100.000, Erl. zu Blatt C 4318 Paderborn, S.38-40. Krefeld
- Rohde, H.** (1985): Landschaft und Geologie in Niedersachsen. - Begleitheft zur Sonderausstellung i.d. Naturkunde-Abteilung d. Nieders. Landesmuseums Hannover. Hannover
- Seedorf, H.H.** (1977) mit Beiträgen von **D. Grothenn, W. Kost** u. **W. Thiem**. In : Nieders. Landesverwaltungsamt - Landesvermessung - (Hg.): Topographischer Atlas Niedersachsen und Bremen. Neumünster
- Seraphim, E. Th.** (1991): Geomorphologie und Naturräume. Münster (= Geogr.- landeskd. Atlas von Westfalen, Lfg.6, Doppelbl. 3 u. Begleittext)
- Stille, H.** (1910): Die mitteleuropäische Rahmenfaltung. Hannover (= 5. J.ber. d. Nieders. Geol. Ver.)
- Temnitz, K.** (1991): Geologie und Paläogeographie. Münster (= Geogr. - landeskd. Atlas von Westfalen, Lfg.6, Doppelbl. 2 u. Begleittext)
- Voigt, E.** (1977): Neue Daten über die submarine Großleitung turoner Gesteine im Teutoburger Wald bei Halle/Westf. In: Zs. dt. geol. Ges., 128, S.57-79. Hannover
- Walter, R.** (1992) mit 2 Beiträgen von **P. Giese, H. W. Walter** u. **H. Dill**: Geologie von Mitteleuropa. 5. vollst. neu bearb. Aufl. Stuttgart

Karten

- Blätter des Kartenwerks Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100.000, hg. v. Geolog. Landesamt Nordrhein-Westfalen, Krefeld, jeweils mit Erläuterungen:
- Blatt C 3910 Rheine (1987). Bearb. **M. Koch, A. Thiermann**
- Blatt C 3914 Bielefeld (1986). Bearb. **O. Deutloff, H. Kühn-Velten, G. Michel**
- Blatt C 3918 Minden (1982). Bearb. **O. Deutloff, H. Kühn-Velten, G. Michel, K. Skupin**
- Blatt C 4318 Paderborn (1979). Bearb. **H.-D. Dahm, O. Deutloff, J. Klostermann, G. Knapp, H. Kühn-Velten, G. Michel, K. Skupin**
- Blatt C 4718 Korbach (1989). Bearb. **C.-D. Clausen, O. Deutloff, G. Knapp, G. Michel, H. Müller, K. Skupin**
- Geologische Karte von Niedersachsen 1:25.000, mit Erläuterungen. Hg.: Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung. Hannover
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25.000, mit Erläuterungen. Hg.: Geol. Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld
- Geologische Wanderkarte des Naturparks Eggegebirge und südlicher Teutoburger Wald 1:50.000. Hg.: Geolog. Landesamt Nordrhein-Westfalen. Krefeld 1988
- Landkreis Osnabrück: Geologische Wanderkarte 1:100.000. Hg.: Nieders. Landesamt f. Bodenforschung. Hannover u. Osnabrück 1984
- Geologische Übersichtskarte 1:200.000. Hg.: Bundesanstalt f. Geowiss. u. Rohstoffe in Zus.arb mit den Geolog. Landesämtern der Bundesrepublik Deutschland. Hannover 1973f.
- Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1:300.000. Hg.: Amt f. Bodenforschung. Bearb. **A. Benz, H.R.V. Gaertner, H.J. Martini, P. Woldstedt**. Hannover 1951
- Geologische Übersichtskarte von Niedersachsen 1:500.000. Hg.: Niedersächs. Landesamt f. Bodenforschung. Hannover 1986

Geologische Übersichtskarte von Nordrhein-Westfalen 1:500.000. Hg. : Min.präsident d. Landes NRW, Landesplanungsbehörde. Bearb. **E. Schröder**. Düsseldorf 1952

Nordrhein-Westfalen: Geologie 1:500.000, mit Textbeilage. Hg.: Akad. f. Raumforsch. u. Landesplanung in Zus. arb. mit der Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen. Bearb. **O. Deutloff**. Hannover 1976 (= Deutscher Planungsatlas, Bd.I, NRW, Lfg.8)

Nordrhein-Westfalen: Geologische Struktur 1:500.000, mit Textbeilage. Hg. : Akad. f. Raumforschung u. Lan-

desplanung in Zus. arb. mit der Landesplanungsbehörde Nordrhein-Westfalen. Bearb. **H.D. Dahm; O. Deutloff, G. Herbst, G. Knapp; K.N. Thome**. Hannover 1976 (= Deutscher Planungsatlas, Bd. I, NRW, Lfg.8)

Westfalen: Geologie und Paläogeographie 1:750.000 (Hauptkarte), mit Begleittext. Hg.: Geogr. Kommission f. Westfalen. Bearb. **K. Temnitz**. Münster 1991 (= Geogr.-landeskdl. Atlas von Westfalen, Lfg. 6, Doppelbl. 2)

Geologische Karte der Bundesrepublik Deutschland 1:1.000.000. Hg.: Bundesanst. f. Geowiss. u. Rohstoffe. Hannover 1993