

**Geographisch-landeskundlicher  
Atlas von Westfalen**



Lieferung 6  
Doppelblatt 3

**Begleittext  
zum Doppelblatt**

**GEOMORPHOLOGIE  
UND NATURRÄUME**

**aus dem Themenbereich II  
LANDESNATUR**

von

**Ernst Theodor Seraphim**

**Herausgegeben von der  
Geographischen Kommission für Westfalen  
Landschaftsverband Westfalen-Lippe**



**Aschendorff Münster  
1991**

## INHALT

1.	Inhalt und Hierarchie von Grundbegriffen . . . . .	1	3.2.2	Spezielle Erläuterungen . . . . .	18
2.	Von der Beschreibung zur Erklärung der Geländeformen . . . . .	6	3.3	Formen im Bereich des känozoischen Vulkanismus . . . . .	26
3.	Erläuterungen zu Karte 1 (Geländeformen) und Karte 2.1 (Naturräume) . . . . .	7	3.4	Formen aus quartären Sedimenten . . . . .	27
3.1	Formen im Grundgebirge . . . . .	7	3.5	Anthropogen geformte Landschaften . . . . .	34
3.2	Formen im Deckgebirge . . . . .	16	4.	Erläuterungen zur Karte 2.2 (Flußeinzugsgebiete) . . . . .	35
3.2.1	Allgemeine Erläuterungen . . . . .	16	5.	Erläuterungen zur Karte 2.3 (Höhenprofile) . . . . .	38
				Zitierte Literatur . . . . .	39

# Geomorphologie und Naturräume

VON ERNST TH. SERAPHIM, PADERBORN

## 1. INHALT UND HIERARCHIE VON GRUNDBEGRIFFEN

Die Beschreibung der naturgegebenen Oberflächenformen der Landschaft und ihrer Vergesellschaftung ist Gegenstand der *Morphographie*, die kausale Analyse des zeitlichen Ablaufs der Bildung der Formen ist Aufgabe der *Geomorphologie*. Die Abbildung der Formen eines bestimmten Gebietes durch Symbole geschieht in der morphographischen Karte (vgl. HEMPEL 1982) bzw. in der geomorphologischen Karte (vgl. LIEDTKE 1984). Wieweit die Beschreibung bzw. Kausalanalyse auf Einzelheiten eingehen darf oder muß, richtet sich nach dem Zweck und dem Maßstab der Karte sowie der Größe und Differenzierung der darzustellenden Fläche.

Um die in diesem Atlaswerk benutzten Begriffe mit solchen vergleichen zu können, die im Grunde dasselbe meinen, aber aus anderen geographischen Schulen stammen und

deshalb anders lauten, wird im folgenden auch auf den Begriffsapparat zurückgegriffen, der u. a. von HAASE (1967) und GELLERT (1968 u. a.) in Zusammenarbeit mit der „Kommission für geomorphologische Forschung und Kartierung in der Internationalen Geographischen Union“ in der ehemaligen DDR entwickelt worden ist (s. DEMEK 1976, Hg.: Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung). Auf seiner Grundlage sind dort zahlreiche Arbeiten entstanden. Synonyme und Beispiele sind in Tabelle 1 zusammengestellt.

Wenn die Karte 1 der vorliegenden Lieferung nicht mit „Oberflächenformen“, sondern mit „Geländeformen“ überschrieben ist, dann wird damit einer spezifisch geographischen Beziehung des Wortes „Gelände“ entsprochen, das auf das althochdeutsche „gilenti“ und das mittelhochdeutsche „gelende“ zurückgeführt wird und durch die Vorsilbe „ge“ eine Kollektivbildung zu „Land“ dar-

Tabelle 1 Hierarchie morphographischer Raumeinheiten, mit Beispielen

Bezeichnung	Beispiele aus Westfalen lt. Geogr. Landesaufnahme	Beispiele aus der ehem. DDR (nach GELLERT, in DEMEK 1976)	Beispiele aus Karte 2.1 „Naturräume“
Physiotop, Morphotop	wegen Maßstab 1 : 200 000 nicht dargestellt	kein Beispiel erwähnt	wegen Maßstab 1 : 1,5 Millionen nicht dargestellt
Physiotopkomplex, Morphotop-Gruppe		Phöbener Endmoränenhügel	
Kleinlandschaft, Morpho-Mikrochore, Naturraum 6.(-7.) Ordnung	Delbrücker Rücken	Phöbener Moräneninsel	
Naturraum (4.)-5. Ordnung, Morpho-Mesochoire	Ostmünsterländer Sande	Brandenburg-Potsdamer Havelniederung	
Naturraum 3. Ordnung, Morpho-Makrochore	Ostmünsterland	Mittelbrandenburgische Moränenplatten und Urstromtalniederungen	Ostmünsterländer Sandebene
Naturraum 2. Ordnung	Westfälische Tieflandsbucht	(nicht weiter ausgeführt)	Westfälische Bucht

stellt. Mithin hat man beim Gelände, was im folgenden zu berücksichtigen ist, bereits an ein komplexes Gebilde zu denken!

Auch die Bezeichnung „Naturraum“ (s. Karte 2.1) bedarf an dieser Stelle einer kurzen Erläuterung. Unter einem Naturraum wird hier, entsprechend der von west- und ost-deutschen Geographen noch gemeinsam konzipierten „Naturräumliche(n) Gliederung Deutschlands“, in erster Linie eine chorographische Raumeinheit verstanden. Ihr steht, gemäß einer wesentlich weiteren Fassung des Begriffes „Natur“, der Naturraum als Le-

bensraum gegenüber. Die Verfasser des in sieben Bänden erschienenen „Handbuch(s) der naturräumlichen Gliederung Deutschlands“ und der erläuternden Texte zu den Karten der Geographischen Landesaufnahme 1:200 000 sind auf diesen Raumaspekt nur am Rande eingegangen.

Die Bausteine des Geländes und zugleich die kleinsten geographisch relevanten Formen in der Landschaft sind die *Physiotope* (Morphotope). Beispiele aus Westfalen für die unterschiedliche Differenzierung des Geländes durch Physiotope sind bei FRALING

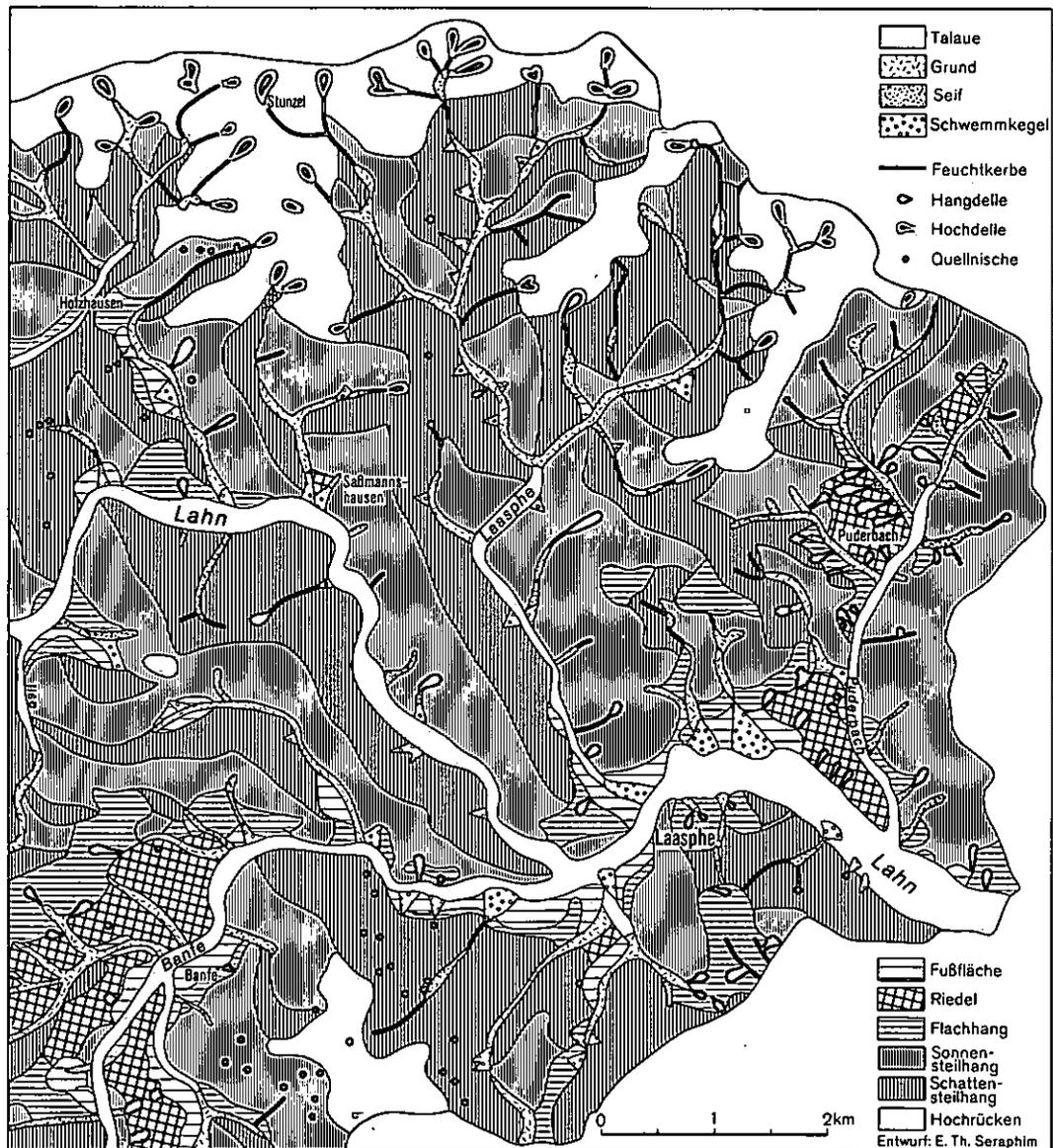


Abb. 1: Physiotopkomplex aus dem Faltengebirgsrumpf des Süderberglandes bei Laasphe (aus FRALING 1950, Anhang)

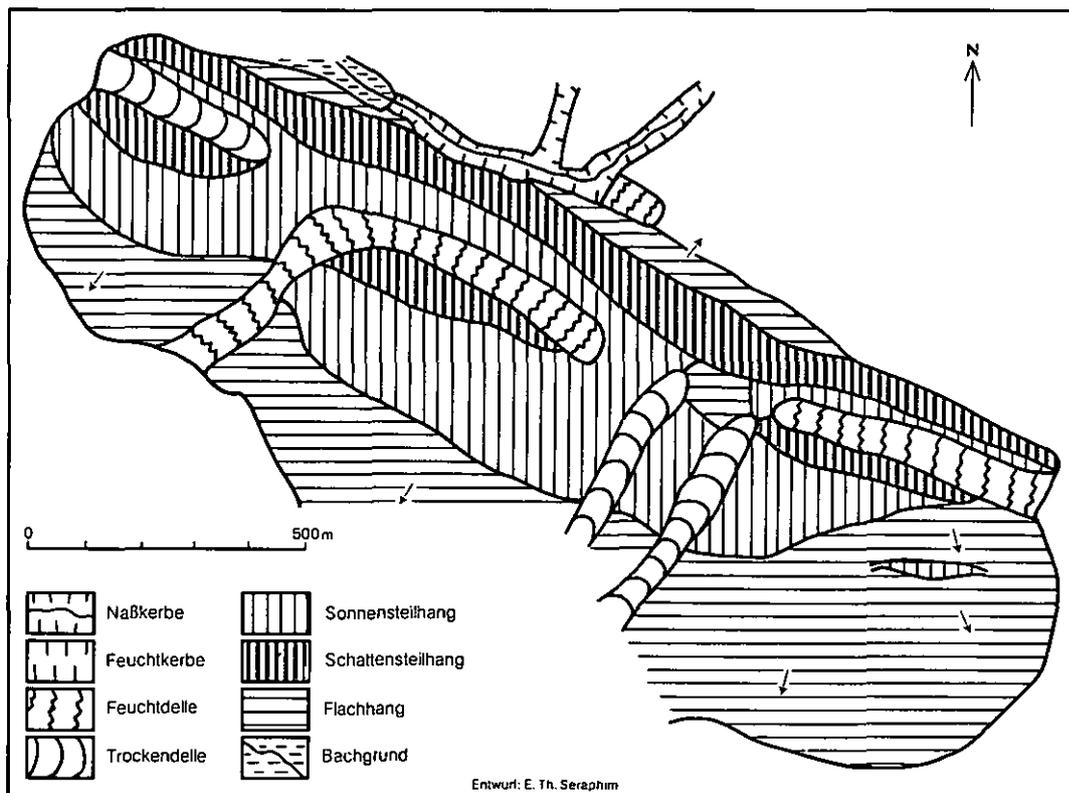


Abb. 2: Physiotopkomplex aus der Schichtrippenlandschaft des Bielefelder Osnings (Entw. d. Verf.)

(1950) und SERAPHIM (1964) zu finden (s. Abb. 1 u. 2). Man versteht unter Physiotope Raumeinheiten der unbelebten Natur, die in ihrer ganzen Ausdehnung etwa gleichartige Bedingungen aufweisen. Dabei haben sie in erster Linie Typencharakter, d. h., sie verfügen in den meisten Fällen nur über eine typologische Bezeichnung, nicht jedoch einen individuellen Eigennamen. Beispiele für solche Typenbezeichnungen sind „Kerbtal“, „Delle“, „Flachhang“, „Steilhang“, „Bachau“ u. a., die durch Angabe der Bodenart, des Feuchtigkeitsgrades, der Exposition etc. noch differenziert werden können, so daß ihre Kartierung im Gelände auch für praktische Aufgaben und für planerische Zwecke (land- und forstwirtschaftliche Nutzung, Bebauung u. a.) Bedeutung gewinnen kann.

Ein weites Feld der Anwendung morphographischer Feinkartierung, zu der Anleitungen von BARSCH, FRANZ, HEYER et al. (1968) erschienen sind, bietet heute vor allem die Ökologie, aus deren Sicht die Physiotope auch Flächen ähnlicher Bedingungen im Naturhaushalt, d. h. unter Einbeziehung auch

aller biotischen Faktoren, darstellen und als solche „Ökotope“ heißen. Die Physiotope sind in Karte 1 mit Rücksicht auf den Maßstab und den Umstand, daß es sich bei den Geländeformen bereits um komplexe Bildungen handelt, nicht berücksichtigt. Auf der nach den Physiotope nächsthöheren Stufe in der Hierarchie der morphographischen Begriffe stehen die *Physiotopkomplexe* (SERAPHIM 1964), die den „Fliesenkomplexen“ SCHMITHÜSENS (1949) und den „Morphotopgruppen“ GELLERTS (bei DEMEK 1976 u. a.) entsprechen.

Die zu einem Komplex zusammengefaßten Physiotope stehen räumlich und – trotz mancher Verschiedenheit untereinander – auch in ihrer Entwicklung miteinander in enger Beziehung. Als Typus tragen die Physiotopkomplexe beispielsweise die Bezeichnungen „Berg“, „Tal“ oder „Platte“; als einmalige und unverwechselbare Geländeformen haben sie im allgemeinen aber auch bereits individuelle Bezeichnungen. Sie sind, wenn sie die Landschaft prägen, als einfache Geländeformen in der Karte 1 bereits dargestellt. Solche

prägenden Singularitäten sind z. B. der Deisenberg bei Warburg und der Rodderberg se Bonn, der Kötterberg im Oberweserbergland und der Piesberg nw Osnabrück. Im allgemeinen haben Physiotopkomplexe jedoch erst dann in die Karte Aufnahme gefunden, wenn sie in größerer Anzahl nebeneinander vorkommen. Aber auch dann stehen in der Karte häufig nur einzelne und erst bei einer für den Kartenmaßstab relevanten Flächenausdehnung mehrere gleichartige Symbole.

Am Beispiel der *Geländeform* „Berg“ sollen die vorstehenden Ausführungen vertieft werden: Ein Berg stellt als Ganzes eine Vollform dar, an der mit den Steil- und Flachhängen verschiedener Exposition, den Dellen, Schluchten, Quellnischen und Klippen verschiedene Physiotope teilhaben.

Die Bedeutung der Berge und gleichrangiger Geländeformen, aber auch schon bestimmter Physiotope derselben, für den Menschen hat ursprünglich gewiß darin bestanden, daß sie ihm die notwendige Orientierung im Raum ermöglichten, einen besonderen Vorteil gewährten oder in anderer Weise wichtig waren. Hiermit hängt zusammen, daß er ihnen Namen gab, und zwar um so eher, je mehr sie aufgrund ihrer Größe, Lage und sonstiger Besonderheiten hervortraten, womit sie dann auch ihren bloßen Typencharakter verloren. Die auf die Gegenwart überkommenen Namen oder Teile dieser Namen reichen wegen der frühen Beziehungen des Menschen zu solchen Geländeformen manchmal bereits in die „graue Vorzeit“ zurück. So wird die Wurzel der Grundwörter „berg“ und „tal“, aber auch von „quelle“ und „born“ bereits auf eine indogermanische Stammform zurückgeführt. Teile mancher Eigennamen von Geländeformen haben ihren Ursprung vermutlich in keltischen, viele aber auch in verschollenen oder über Jahrhunderte mundartlich veränderten Wortstämmen.

Zu einem großen Teil geben die Eigennamen von Geländeformen in der Größenordnung der Physiotopkomplexe Hinweise auf – oft nicht mehr aktuelle – Eigentumsverhältnisse oder Nutzungsarten sowie die Beschaffenheit des Untergrundes oder der einstigen Vegetation oder das Vorkommen bestimmter (inzwischen dort schon ausgestorbener) Tierarten.

Eigentumsverhältnisse und Beziehungen zu Siedlungen spiegeln sich z. B. in den Berg-

namen Meierberg (häufig!), Mönkeberg, Kösterberg, Poppenberg oder Hörster Berg. Den niederdeutschen Eigennamen entsprechen südlich der durch unser Gebiet verlaufenden Sprachgrenze die hoch- und mitteldeutschen Bezeichnungen Mönchsberg, Küsterberg und Pfaffenberg.

Die Nutzung von Bergen durch die – meist bäuerliche – Bevölkerung des Umlandes hat z. B. in den Bezeichnungen (auch hier gibt es nicht selten eine nieder- und eine hochdeutsche Variante) Rottberg (von „roden“), Kahlenberg (häufig!), Wartenberg (warten = bewachen), Mühlenberg (häufig!), Klusberg (von „Klause“), Kapellenberg, Galgenberg, Hoppenberg (von „Hopfen“), Ziegenberg (häufig!), Ochsenberg (auch Ossenberg), Schweineberg (Masthude) und Isenberg (Eisenerzabbau) ihren Niederschlag gefunden. Viele Eigennamen von Bergen lassen erkennen, daß hier zur Zeit der Namengebung eine charakteristische, oft bereits sekundäre Vegetation zu finden war. In diese Gruppe gehören die Bezeichnungen Rosenberg (häufig!), Bramberg (Bram = Besenginster), Hülsberg (Hülse = Stechpalme, Ilex), Blömkeberg, Hasselberg, Buchenberg (auch Büchenberg) und Eichberg oder Eike(r)nberg (Eichelmast). Die Bezeichnung Iberg geht auf die heimische, bis auf wenige Steillagen ausgestorbene Eibe zurück.

Da Berge sich wegen ihres oft steinigen Untergrundes und der Steilheit ihrer Hänge nur begrenzt für eine landwirtschaftliche Nutzung eignen, sind sie häufig noch heute bewaldet. Als allgemeiner Hinweis auf die Bewaldung zur Zeit der Namengebung gelten die Grundwörter „loh“, „holz“ und „hagen“, die allerdings auch bei ebener Ausbildung des Geländes vorkommen. Dagegen ist mit der hochdeutschen Bezeichnung „Hardt“ o. ä. immer ein bewaldeter Berg, eine Bergweide oder eine bergige bewaldete Landschaft gemeint (STURMFELS u. BISCHOF 1961). Dieser Bezeichnung steht im niederdeutschen Teil unseres Gebietes die des „Brink“ gegenüber, d. h. eines erhöhten (meist grasigen) Geländes (altnordisch „bringr“ = Hügel), das heute nicht selten wieder in Waldnutzung steht, jedoch in früheren Jahrhunderten offenes Weideland für Schafe und Ziegen war. Beispiele für Berge, die entsprechend benannt wurden, sind der Wurzelbrink und Heidbrink im Wiehengebirge sowie der Stecklenbrink im Teutoburger Wald. Da „Brink“ jedoch auch in

Gelände mit nur schwachem Relief als Flurname verbreitet ist, kann man vermuten, daß diese Bezeichnung allmählich von einer Geländeform auf eine Nutzungsform übergegangen ist.

Schließlich tragen viele Berge auch die Namen von Tieren. Beispiele sind Uhlenberg (= Eulenberg, häufig!), Habichtsborg, Krähenberg, Raben(s)berg (auch Ravensberg), Hahnenberg (auch Auerhahnsberg) und Rehberg.

Das Vorhandensein von Klippen an den steilen, felsigen Hängen hat den Bergen häufig in Verbindung mit einem anderen kennzeichnenden Wort die Bezeichnung „Stein“ eingetragen (z. B. Öhrenstein und Wildenstein n Niedersfeld im Sauerland, Kiekenstein bei Holzminden w der Weser).

Sowohl im Südergebirge als auch im Wiehengebirge und Teutoburger Wald ist anstelle von „Berg“ auch das Grundwort „Kopf“ verbreitet (z. B. Ruhrkopf), das wiederum verwandtschaftliche Beziehungen zu „Kuppe“ aufweist. Weniger auffällige Erhebungen heißen auch „Hügel“ (z. B. Kleihügel bei Espelkamp), lang gestreckte aber „Rücken“. Bei einer deutlich erkennbaren Kammlinie findet man besonders im Wiehengebirge und im Teutoburger Wald die Bezeichnung „Egge“ (z. B. Luttersche Egge, Werther Egge) mit einer sprachgeschichtlich ebenfalls bereits indogermanischen Wurzel. Anfangs dürften wohl nur wenige Geländeformen Eigennamen getragen haben. Die heute fast lückenlose namentliche Benennung unserer Berge und Täler ist erst das Ergebnis der amtlichen Kartierung seit Beginn des 19. Jh.s. Dabei entstanden im niederdeutschen Raum freilich nicht wenige Namen, die auf das fehlende Sprachverständnis hochdeutsch sprechender Kartierer zurückzuführen sind.

Wenn einfache Geländeformen in einem bestimmten Verteilungsmuster auftreten, das sich von benachbarten Mustern hinsichtlich der beteiligten Typen und ihrer Beziehung zueinander deutlich unterscheidet, dann sprechen wir von verschiedenen *Landschaften*. Die sich mit der Beschreibung und Gliederung der Landschaften (und Länder) befassende Wissenschaft ist die *Chorographie* (Herder-Lexikon Geographie, 1972). Soweit sich die Beschreibung und Gliederung allein auf die Geländeformen stützt, heißen diese Landschaften *Physiochoren* (Morphochoren). Sie brauchen mit den aufgrund ihrer Sied-

lungs- und Wirtschaftsstruktur ausgewiesenen Kulturlandschaften nicht übereinzustimmen. Beide Landschaftstypen lassen sich hierarchisch von kleineren Einheiten bis zu Großräumen beschreiben. In der Sprache der Geographischen Landesaufnahme 1:200 000 werden die Physiochoren „*Naturräume*“ genannt.

Da die Geländeformen als solche und nicht die auf ihnen fußenden Physiochoren Gegenstand der **Karte 1** sind, wurden dort keine Landschaftsgrenzen eingezeichnet. Zwischen den Geländeformen und den Naturräumen besteht dennoch eine enge Beziehung. Die in der **Karte 2.1** ausgewiesenen größeren und mittleren morphochorographischen Einheiten bauen sich aus nachgeordneten Naturräumen bis zu Kleinlandschaften auf (s. Tab. 1). Die Differenzierung der größeren Einheiten läßt sich freilich nicht in jedem Falle gleich weit betreiben. Die von der Geographischen Landesaufnahme vorgegebene Zahl von maximal sieben Stufen ist nur in wenigen Fällen sinnvoll realisierbar.

Ebenso wie für die Physiotopkomplexe gibt es auch für die morphochorographischen Einheiten verschiedener Größenordnung Typen- und individuelle Bezeichnungen. Zu den Typenbezeichnungen gehören z. B. „Bergland“, „Gebirge“, „Hochebene“, „Hügelland“, „Becken“, „Niederung“ und „Geest“. Geläufige individuelle Bezeichnungen, die den genannten Begriffen entsprechen, sind Süderbergland, Siebengebirge, Briloner Hochebene, Ravensberger Hügelland, Pyrmont Becken, Diepholzer Niederung und Wildeshausener Geest.

Der in den Jahren nach 1950 unternommene Versuch, ein ganz Deutschland umfassendes Kartenwerk mit Begleittexten zu erstellen, das im Maßstab 1:200 000 die naturräumliche Gliederung wiedergeben sollte, ist wegen der damals eingetretenen politischen Situation nur teilweise verwirklicht worden. Erschienen sind zwischen 1953 und 1961 das „Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands“ (Hg. MEYNEN et al.) und je eine Übersichtskarte 1:1 Mill. der „Naturräumliche(n) Gliederung Sachsens, Thüringens und angrenzender Gebiete“ (1959) sowie der „Naturräumliche(n) Gliederung Deutschlands“ (1960), die zuerst genannte als Beilage zur 6. Lieferung des Handbuchs.

Ferner wurden – zuerst vom Amt für Landeskunde, dann u. a. von der Bundesanstalt

für Landeskunde und Raumforschung – seit 1952 zahlreiche topographische Übersichtskarten der Bundesrepublik Deutschland mit Überdruck der naturräumlichen Gliederung und Begleittexten herausgegeben. Die ehemalige DDR ist in diesen Karten im Maßstab 1:200 000 und Texten nur soweit berücksichtigt worden, wie die Karten der Bundesrepublik auf sie übergriffen. Die Autoren dieses Kartenwerkes haben sich, soweit vorhanden, der üblichen Landschaftsbezeichnungen bedient, führten darüber hinaus aber auch zahlreiche neue Bezeichnungen ein, die sich nur zum Teil durchsetzen konnten.

## 2. VON DER BESCHREIBUNG ZUR ERKLÄRUNG DER GELÄNDEFORMEN

Die Formen der Erdoberfläche entstehen im Zusammenwirken der Faktoren Materie, Energie und Zeit; da sich mit der Zeit auch das Klima ändern kann, ist mit ihm ein weiterer Faktor gegeben, der auf den Formgebungsprozeß Einfluß nimmt. Mit der *Materie* erklärt man die Tatsache, daß z. B. aus Sedimentgesteinen andere Geländeformen hervorgehen als aus magmatischen Gesteinen, und zwar auch dann, wenn sie über die gleiche Zeitspanne derselben Energie ausgesetzt waren. Die Rolle der *Energie* ergibt sich aus der Tatsache, daß z. B. die Kräfte des fließenden Wassers andersartige Geländeformen hervorrufen als die Kräfte des Inlandeises und wieder andere als die des Windes oder der chemischen Verwitterung oder des Erdinneren (endogene Kräfte), und zwar auch dann, wenn die Materie, auf die sie einwirken, dieselbe und die Zeit, über die ihre Wirkung anhält, von gleicher Dauer ist. Die Bedeutung des Faktors *Zeit* schließlich geht daraus hervor, daß sich die Geländeformen z. B. junger und alter Faltengebirge (Alpen und Süderbergland) oder auch junger und alter Moränenlandschaften (Schleswig-Holstein und Niedersachsen/Westfalen) nicht gleichen, und zwar auch dann nicht, wenn die Zeit unter Einsatz derselben Energieformen und mit demselben Energieaufwand auf ein durchaus gleichartiges Material eingewirkt hat.

Die Vielfalt möglicher Kombinationen der Wirksamkeit von Materie, Energie, Zeit und Klima ergibt eine hohe Zahl entwicklungs geschichtlich verschiedener Formen der Erd-

oberfläche. So haben sich neben den zumeist in der Sprache des Volkes gewachsenen morphographischen (deskriptiven) Bezeichnungen für Physiotoptop-, Physiotoptopkomplex- und Naturraumtypen, mit denen wir es im ersten Abschnitt zu tun hatten, andere gebildet, die in stärkerem Maße dem Ziel der Wissenschaft entsprechen und mit der Bezeichnung zugleich etwas über die Bedingungen und das Werden der Formen aussagen. Bezeichnungen dieser Art, die im folgenden im Vordergrund stehen sollen, sind ihrem Wesen nach nicht mehr nur deskriptiv, sondern morphogenetisch, also erklärend. Aufgrund ihrer Entstehung handelt es sich vielfach um Kunstwörter, die nicht selten auch von der Geologie verwendet werden, die sich ursprünglich als Teilwissenschaft der Geographie verstand (LOUIS 1968, S. 35ff). Als Beispiele für *deskriptive Bezeichnungen* aus den verschiedenen Stufen der morphographischen Hierarchie haben wir „Steilhang“, „Berg“ und „Bergland“ kennengelernt; vergleichbare *morphogenetische Bezeichnungen* sind „Schichtstufen-Stirnhang“, „Vulkankegel“ und „Bruchschollen-Bergland“.

Unter den einschlägigen Kartenwerken ist hier zunächst die von HEMPEL (1982) entworfene Morphographische Karte 1:500 000 im Band Nordrhein-Westfalen des Deutschen Planungsatlas zu nennen. Die dort gemischt verwendeten deskriptiven und morphogenetischen Formenbegriffe werden von HEMPEL in der Legende zur Karte mit Bezug auf die materiellen Grundlagen, die wirkenden Kräfte und die zeitliche Einordnung der Formen erläutert.

Arbeiten, in denen die morphogenetische Analyse im Vordergrund steht, liegen aus dem Bereich der Karte 1 u. a. von MOSLER (1981) und LIEDTKE (1984) vor. Beide Autoren stützen sich nicht zuletzt auf die Ergebnisse der geologischen Fachkartierung und unterscheiden auf dieser Grundlage verschiedene „Prozeß- und Reliefbereiche“ (MOSLER) bzw. „geomorphologische Prozeß- und Strukturbereiche“ (LIEDTKE). Während MOSLER ausgewählte Flächen im Lippischen Keuperbergland zwischen dem Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld und der Weser großmaßstäbig kartiert und dabei u. a. fluviale, glazifluviale, denudative, cryogene (durch Bodenfrost und Auftauen bedingte), äolische und glazigene Prozeßbereiche mit den entsprechenden Reliefbereichen ausgeschieden hat, wurde von

LIEDTKE das Blatt C 5510 Neuwied der Geomorphologischen Karte 1:100 000 der Bundesrepublik Deutschland, das sich mit unserem Kartenausschnitt noch überlappt, kartiert und erläutert. Dabei hat LIEDTKE neben der Darstellung der Prozeß- und Strukturbereiche auch auf die Wiedergabe von Hangneigungen, Wölbungen, Kanten und Geländestufen, Talformen, Altflächenresten, geomorphologischen Einzelkennzeichnungen (u. a. Einzelerhebungen, Vulkankegel, Sporne, Grate, Umlaufberge, Klippen) und bodenkundlich wichtigen Lockersubstrat-Typen Wert gelegt. Damit wurden, da es der Maßstab zuließ, teilweise auch noch Erscheinungen von der Größenordnung der Physiotope berücksichtigt.

Der Verfasser der vorliegenden Atlaskarte konnte den von MOSLER und LIEDTKE eingeschlagenen Weg mit Rücksicht auf den Maßstab der Karte (1:750 000), trotz einer im ganzen ähnlichen Blickrichtung nicht gehen, sondern sah sich zu einer wesentlich stärkeren Verallgemeinerung gezwungen. Das führte um der Übersichtlichkeit willen zu Einbußen in der Genauigkeit der Karte, die auch im begleitenden Text nicht überall ausgeglichen werden können. Deshalb wird es den mit einem bestimmten Raum Vertrauen nicht schwer fallen, Mängel und Versäumnisse zu entdecken, die jedoch – wenigstens teilweise – auch dem Verfasser nicht unbekannt sind.

### 3. ERLÄUTERUNGEN ZU KARTE 1 (GELÄNDEFORMEN) UND KARTE 2.1 (NATURRÄUME)

#### 3.1 FORMEN IM GRUNDGEBIRGE

Die in der Legende zu **Karte 1** verwendeten Begriffe „*Grundgebirge*“ und „*Deckgebirge*“ stammen aus der geologischen Fachsprache und werden im folgenden entsprechend ihrer dortigen Bedeutung gebraucht. Durch die Darstellung des Grund- und Deckgebirges wird also nicht ausgesagt, daß an den entsprechenden Stellen ein Gebirge im geographischen Sinne vorhanden ist, d. h. ein Stück Landoberfläche, welches sich deutlich über seine Umgebung erhebt und in Berge und Täler gliedert ist. Es soll vielmehr zum Ausdruck gebracht werden, daß die geologischen Schichten, welche den Gesteinsuntergrund bilden, durch die Kräfte des Erdinneren in

spezifischer Weise beansprucht worden sind. Der wichtigste Unterschied zwischen dem Grund- und dem Deckgebirge besteht darin, daß die Schichtfolgen des Grundgebirges, bevor und während sie emporgepreßt wurden, in großer Tiefe einer intensiven Faltung und vielfach auch einer Umstrukturierung ihrer mineralischen und organischen Bestandteile unterworfen waren (Metamorphose), während die Schichtfolgen des Deckgebirges, die dem Grundgebirge im allgemeinen aufliegen, in weitaus geringerem Maße durch Druck und Hitze geprägt wurden, so daß sie im wesentlichen nur zerbrachen und an den Bruchstellen gegeneinander verstellt wurden. Die unterschiedliche Beanspruchung hat sich, wie wir sehen werden, neben anderen Ursachen so wesentlich auf den Typus der aus dem Grund- bzw. Deckgebirge hervorgegangenen Geländeformen ausgewirkt, daß jeder, der ein offenes Auge für die Landschaft hat, sogleich erkennt, daß er das Verbreitungsgebiet des einen Typus verläßt und in das des anderen überwechselt.

Wie ein Blick auf die **Karte 1** zeigt, ist die Verbreitung der Formen des Grundgebirges mit wenigen Ausnahmen an das Rheinisch-Westfälische Schiefergebirge gebunden, von dem das gesamte Süderbergland sowie Teile des Westhessischen Berglandes und der Eifel in den Rahmen der Karte fallen. Ausnahmen stellen drei kleinere Gebiete im Osnabrück-Tecklenburger Berg- und Hügelland dar. Unter diesen sind Schafberg und Piesberg in der Karte berücksichtigt, nicht jedoch der Hügel, an dessen Aufbau nur wenig Grundgebirge und relativ viel Deckgebirge beteiligt ist. Alle drei Vorkommen werden aus Gründen, die später erläutert werden, zusammen mit dem Deckgebirge behandelt.

Ferner zeigt ein Vergleich mit der Geologischen Karte dieser Atlaslieferung, daß die Verbreitung des Grundgebirges in unserem Gebiet mit jener der paläozoischen Systeme (Formationen) Ordovizium, Silur (Gotlandium), Devon und Karbon übereinstimmt. Während dieser Zeitabschnitte haben die für die Falten tektonik und Metamorphose der Gesteine bei uns maßgeblichen Bewegungen der Erdkruste stattgefunden (variskische Faltungsära). Alle danach abgelagerten und zu Gestein verfestigten Schichten, die überwiegend aus der Abtragungsmasse des Grundgebirges hervorgegangen sind, tragen die Merkmale des Deckgebirges.

Der *Stoff des Grundgebirges*, aus dem die ihm eigenen Geländeformen gebildet wurden, ist recht verschieden. Hierfür gibt es mehrere Ursachen:

– Die Bedingungen, unter denen es zur Sedimentation in dem hier damals vorhandenen Meer gekommen ist, wechselten in der zeitlichen Folge und auch lokal mehrmals. Hierbei waren Küstennähe und Küstenferne des vorrückenden oder sich zurückziehenden Meeres von besonderer Bedeutung. Entsprechend bildeten sich im Zuge der Verfestigung (Diagenese) Konglomerate aus Kies und Geröll in Küstennähe, Sandstein aus Sanden vor den Flußmündungen, Schluffstein und Tonstein aus feinkörnigem Sediment im ruhigeren Wasser tieferer Meeresteile und Kalke aus den Skeletten von Meerestieren, sei es in gelöster Form oder als zu Schillagen zusammengeschwemmter Grus oder aus Korallenstöcken, die auf dem Schelf des warmen Meeres mächtige Riffe aufgebaut hatten. Darüber hinaus entstanden Mischgesteine wie Grauwacken, Kalksandsteine und Mergelsteine.

– Die genannten Gesteine wurden während ihrer Diagenese und danach unter dem Druck und der erhöhten Temperatur, die auf sie einwirkten, vielfach weiträumig (regionalmetamorph) verändert, so daß aus Sandstein quarzitischer Sandstein oder Quarzit, aus Schluffstein und Tonstein Tonschiefer, aus Grauwacken Grauwackenschiefer hervorgingen. Der im Grundgebirge stellenweise vorkommende witterungsresistente Kieselschiefer ist ein Gestein, das zu einem großen Teil aus den Kieselskeletten von Strahlentierchen (Radiolarien) aufgebaut ist, die sich auf dem Meeresboden als Schlamm abgesetzt hatten.

– Die paläozoischen Schichten sind mehrfach von magmatischen Gesteinen durchsetzt. Erwähnt seien hier die mitteldevonischen Gang- und Lagerdiabase bei Niedersfeld im Rothaargebirge, der devonische Diabas und Diabastuff (Hauptgrünstein) südlich Meschede und Brilon, die karbonischen Diabasdecken bei Dillenburg, die Quarzkeratophyre des Ebbegebirges sowie die Vorkommen von Quarzporphyr südlich Brilon. Soweit die magmatischen Gesteine im Grundgebirge und Deckgebirge dem känozoischen Vulkanismus angehören und für bemerkenswerte Geländeformen verantwortlich sind, werden sie in einem eigenen Kapitel behandelt. Ihre Einwirkung auf das durchstoßene Gestein des Gebirges ist relativ gering.

– Weitere Gesteinsarten verdanken ihre Entstehung der Kontaktmetamorphose durch die erwähnten älteren Magmen, z. B. Hornfelsvorkommen in der Aureole (Kontaktthof) von Diabas.

Wegen der *Vielfalt der Gesteinsarten* des Grundgebirges mit ihren unterschiedlichen Verhaltensweisen gegenüber den exogenen Kräften der Verwitterung und Abtragung erwartet man vielleicht auch eine große Vielfalt an Geländeformen. Bei den in der **Karte 1** darstellbaren handelt es sich jedoch im wesentlichen nur um von Härtingen und Härtingszügen überragte Hochflächen abseits und um Rumpfriedel-Landschaften mit lebhaftem Relief im Bereich der intensiv erodierenden Flüsse und Bäche, ferner um Ausraummulden und -kammern mit Randkuppen sowie um Rumpftreppen. Nicht darstellbar, aber im folgenden Text erläutert sind die Schluchttäler einiger Flüsse und bestimmte Singularitäten wie die Turmfelsen der Bruchhauser Steine, während auf die Blockmeere und Blockhalden sowie die für das Sauerland typischen Kerbtäler der „Siepen“ („Seifen“) und die Quellmulden (Flachmulden) hier nicht eingegangen werden kann, da sie für eine Darstellung in der Karte der Geländeformen zu kleinflächig sind und in den Formenschatz der Physiotope gehören (vgl. Abb. 1).

Die unterwartet geringe Zahl verschiedener Geländeformen ist eine Folge der endogenen Strukturen des Grundgebirges. Eine Rolle spielt vor allem die Durchdringung und Verzahnung der Schichten des Gebirges durch eine *Klein- und Kleinstfaltung*, wodurch die selektive Erosion, wie sie im Deckgebirge die Regel ist, in engen Grenzen gehalten wird. An ihre Stelle trat eine eher flächenhafte Abtragung. Diese hielt so lange an, wie sich das im wesentlichen in der asturischen Phase emporgestiegene Land oberhalb des Meeresspiegels befand. Sie führte bereits gegen Ende des Paläozoikums zur Ausbildung einer ausgedehnten, schwach welligen *Rumpffläche* (Fastebene, peneplain). Hiermit war der erste Abschnitt der Morphogenese des Grundgebirges unseres Raumes beendet.

Der zweite Abschnitt, auf den die heutigen Geländeformen zurückgehen, hat im Tertiär mit einer erneuten Hebung des Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirges begonnen. Diese war eine Begleiterscheinung zu der Unruhe, welche die Erdrinde weltweit gegen

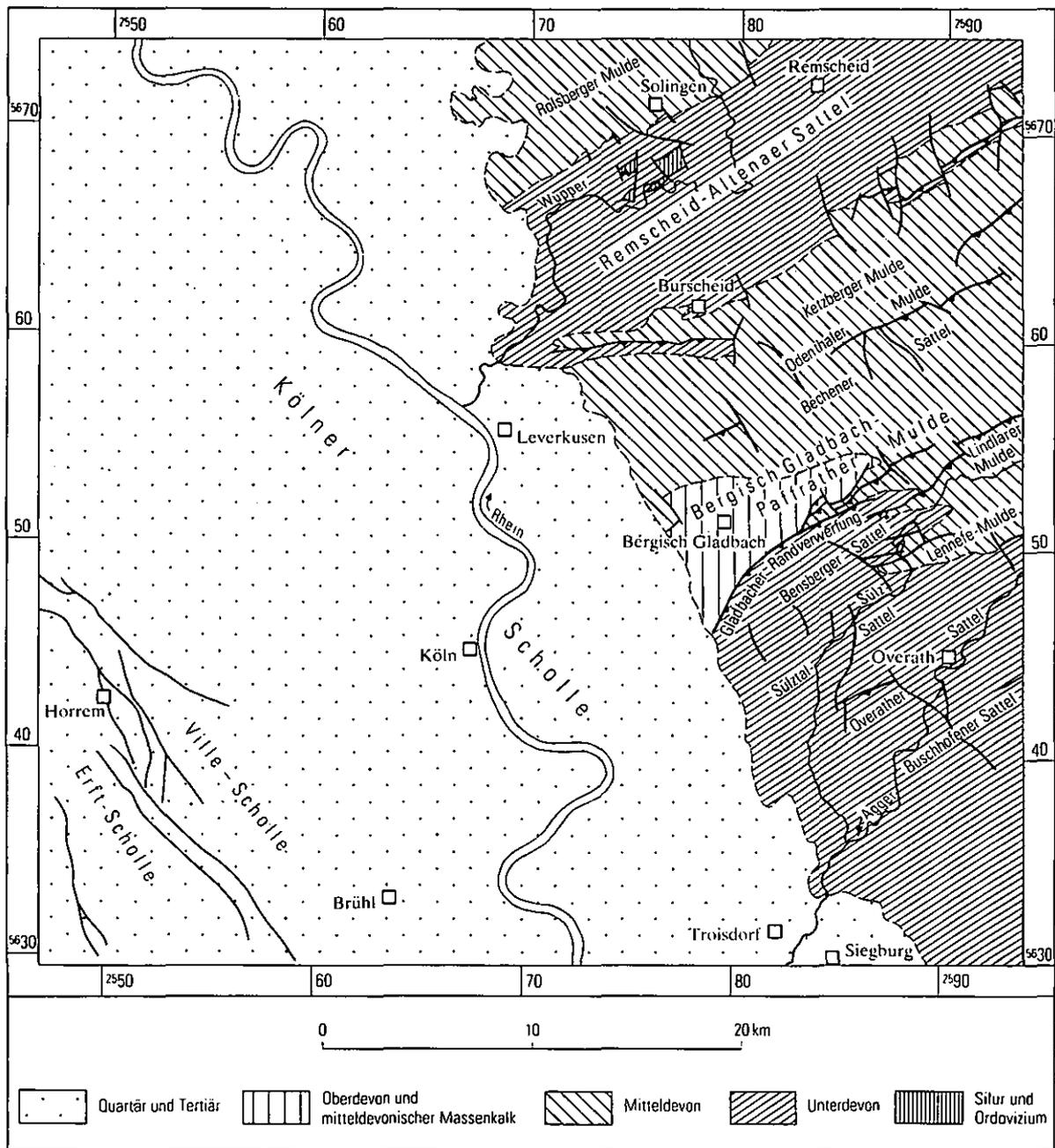


Abb. 3: Tektonische Sättel und Mulden der Bergischen Hochflächen- und Riedellandschaft am Abbruch des Grundgebirges zum Schollenland der Niederrheinischen Bucht (aus v. KAMP 1986, S. 17)

Ende des Erdmittelalters erfaßt hatte und in Europa zur Bildung u. a. der Alpen, d. h. eines neuen jungen Faltengebirges (mit verbreiteter Deckentektonik) führen sollte. Als Vorläufer dieser revolutionären Vorgänge, die eine radikale Neuverteilung von Land und Meer und das Zerbrechen der alten Landmassen sowie ihr Abwandern in neue

Positionen nach sich zogen, haben sich in unserem Raum zunächst epirogenetische, d. h. über eine längere Zeit andauernde „sanfte“ Bewegungen der Erdkruste abgespielt. Mit dem erneuten Aufstieg des Grundgebirges setzte auch der Prozeß der Einrumpfung erneut ein. Dabei dürften sich, soweit keine Veränderungen in der Struktur des Gebirges

eingetreten waren, die Grundzüge der paläozoischen Formbildung wiederholt haben. Das trifft vor allem im Bereich der Großfalten zu, auf die an dieser Stelle etwas näher einzugehen ist.

Wie aus der **Karte 1** hervorgeht, zeigen die Härtlingszüge und Ausraummulden im Grundgebirge häufig eine Längserstreckung in SW-NE-Richtung (s. Abb. 3). Da diese Richtung dem Streichen der *Sättel* (Antiklinalen, Bereiche maximaler Hebung) und *Mulden* (Synklinalen, Bereiche minimaler Hebung) des Faltenwurfs der variskischen Gebirgshebung entspricht, liegt die Vermutung nahe, daß zwischen Härtlingszügen und Ausraummulden auf der einen Seite und tektonischen Sätteln und Mulden auf der anderen eine Beziehung besteht. Dies trifft auch zu, jedoch muß zwischen einer unmittelbaren und einer mittelbaren Übereinstimmung unterschieden werden. Eine unmittelbare Relation stellt sich nur dann ein, wenn in der Sattelachse zufällig resistente und in der Muldenachse ebenso zufällig leicht verwitternde und erodierbare Schichten von hinreichender Mächtigkeit anstehen bzw. im Verlauf der Abtragung an die Oberfläche gelangt sind. Wird die Sattelachse umgekehrt von leicht erodierbaren und die Muldenachse von resistenten Schichten eingenommen, dann kommt es in dieser auf dem Wege der Reliefumkehr zur Bildung eines Härtlingszuges, während in jener eine Ausraummulde entsteht. Zu beachten ist freilich, daß die Begriffe „Mulde“ und „Sattel“ von Geologen und Geographen unterschiedlich gebraucht werden: im geologischen Sinne als Faltenal bzw. Faltenrücken, im geographischen dagegen als durch Erosion, Bodenfließen und ähnliche Vorgänge geschaffene, gestreckte Hohlform bzw. als „niedriger (für eine Überquerung günstiger) Teil eines Berg- oder Gebirgskammes“ (Brockhaus-Enzyklopädie 1973).

Im Rheinisch-Westfälischen Schiefergebirge finden sich für *Härtlingszüge* und *Ausraummulden* zahlreiche Beispiele.

#### a) Strukturkonforme Geländeformen

Ein Härtlingszug in Sattelstellung ist das Ebbegebirge zwischen Wipperfürth und Plettenberg samt seiner nordöstlichen Fortsetzung, des Homert, von Eslohe bis s Meschede. Im Ebbe-Antiklinorium (Antiklinorium: „Bezeichnung für ein Faltenbündel, bei

dem der Falten Spiegel von beiden Rändern des Bündels zur Mitte aufsteigt, so daß insgesamt eine große Antiklinale zustande kommt“; MURAWSKI 1983) treten mit dem Ordovizium die ältesten Schichten des rechtsrheinischen Teiles des Schiefergebirges zutage. Für die von den Härtlingen erreichten Höhen über NN (Nordhelle 663,3 m, Waldberg 648,6 m, Rehberg 645,9 m, Rünenhardt 622,4 m, Homert 656 m) sind in erster Linie Sandsteine, Konglomerate und Keratophyre verantwortlich.

Eine Ausraummulde in geologischer Muldenlage ist z. B. die Schwelm-Vörder Mulde (Geol. Kte. 1:100 000, C 4706 Düsseldorf-Essen, Profil C-D), in der vor allem Tonstein der Honseler und Brandenburg-Schichten des Mitteldevons bis auf ein Niveau zwischen 250 und 350 m über NN ausgeräumt worden sind. Ein System von bereits früh angelegten großen Ausraummulden derselben Art stellen die ebenfalls variskisch streichenden sog. Innersauerländer Senken (Naturräuml. Gliederung Deutschlands 1:200 000, Blatt 110 Arnsberg) dar. Der nördliche Zweig dieser Ausraummulden einer alten Rumpffläche erstreckt sich mit den Teilstücken „Lüdenscheider Flachmulde“, „Neuenrader Flachmulde“, „Hellefelder Ausraum“ (MÜLLER-WILLE 1966) und „Wennemer Ruhrtalweitung“ (BÜRGENER 1969) von Lüdenscheid bis zur Ruhr unterhalb Meschede, der südliche mit den Teilstücken „Attendorner Senken“ und „Reister Senken“ (MÜLLER-WILLE 1966) bzw. „Attendorn-Elsper Kalksenken“ und „Eslohe-Reister Senke“ (BÜRGENER 1969) von Attendorn über Eslohe und Remblinghausen bis zur Henne s Meschede.

#### b) Reliefumkehr

Der Reister Sattel, welcher sich nw an die geologische Struktur der Attendorn-Elsper Doppelmulde anschließt und in dem „milde“ Schiefer des Mitteldevons anstehen, ist durch die Reismecke, einen kleinen Zufluß der Wenne, in seinem Kern zu einer SW-NE gestreckten geographischen Mulde ausgeräumt worden. Der Talboden der Reismecke liegt im Bereich dieser Mulde kaum noch 300 m über NN (Geol. Kte. 1:25 000, Blatt 4715 Eslohe, Profil C-D).

Umgekehrt verhält es sich bei der geologischen Struktur der Frielinghauser Mulde, die sich se an den Reister Sattel anschließt und der Attendorn-Elsper Doppelmulde unterge-

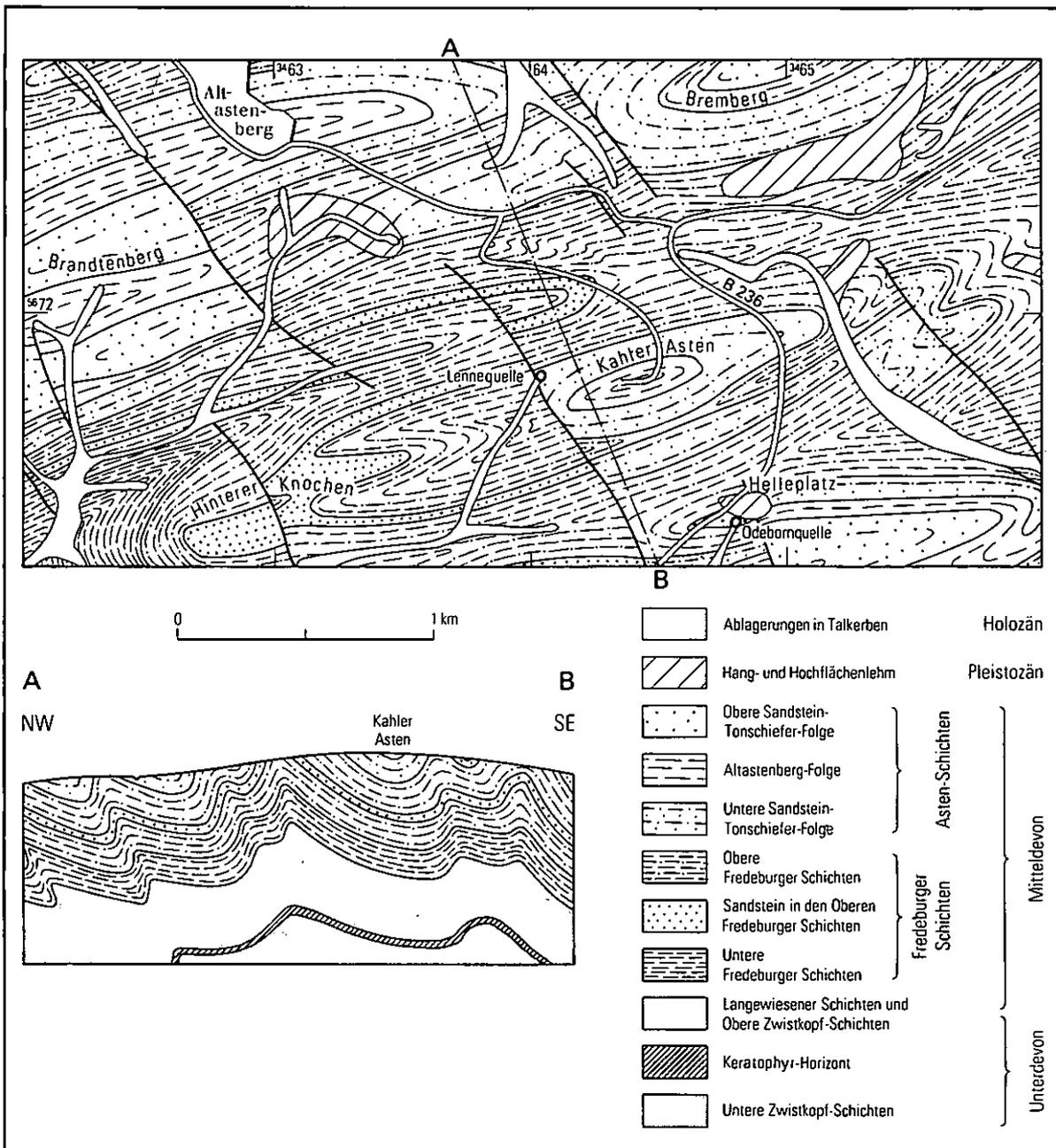


Abb. 4: Geologischer Querschnitt durch den Kahlen Asten, Beispiel für die Einrumpfung eines Faltengebirges und Reliefumkehr (aus MÜLLER 1985, S. 37)

ordnet ist. Hier haben Sandsteine und quarzische Sandsteine des Oberdevons die Umkehr des Reliefs gefördert. Der von ihnen gebildete, SW-NE orientierte Härtlingszug erreicht mehrfach mehr als 500 m über NN und im Lum-Berg mit 559 m seinen höchsten Punkt. Ein Beispiel für Reliefumkehr ist auch der Kahle Asten (841 m), dessen Gipfel zum

Teil in einer geologischen Mulde liegt (Abb. 4).

In den Rahmen der hier aufgezeigten Zusammenhänge gehört auch der von PAFFEN, SCHÜTLER u. MÜLLER-MINY (1963, S. 8) als „Märkisches Schichtrippenland“ und „Ruhrschichtrippenland“ bezeichnete, von zahlreichen schmalen Härtlingsrücken eingenom-

mene Landstrich beiderseits der Ruhr zwischen Hattingen und Herdecke. Da die Entstehung der Geländeform „Schichtrippe“ jedoch nur im Deckgebirge möglich ist (vgl. 3.2.1), nicht aber im gefalteten Grundgebirge, um das es sich bei den hier anstehenden Quarziten, Sandsteinen, Konglomeraten, Tonschiefern und Schiefertönen des Oberkarbons handelt, sind Zweifel an der Eignung der erwähnten Bezeichnungen angebracht. Unzweckmäßig erscheint dem Verfasser auch die Bezeichnung der zwischen den Härtlingsrücken entstandenen Ausraummulden als „Senken“, da man hiermit in der Geomorphologie im allgemeinen Absenkungen in Verbindung bringt, wie sie z. B. im Bereich tektonischer Gräben und in Karstgebieten beobachtet werden (s. Subrosionssenken im Deckgebirge). Vielleicht sollte man, um der Besonderheit der Geländeformen in diesem Teil des Schiefergebirges gerecht zu werden, von einer „Rumpfruppenlandschaft“ sprechen.

Da die beschriebenen Härtlingsrücken und Ausraummulden von SE nach NW, also senkrecht zu ihrem Streichen, von 300 auf 200 m abfallen, nehmen sie an der allgemeinen *Abdachung des Gebirges* teil. Da die Bäche dieser Landschaft ebenfalls der Abdachung und nicht den Ausraummulden folgen, durchbrechen sie die Härtlingsrücken in steilwandigen Tälern, bevor sie in die Ruhr münden. Diese Tatsache läßt die Täler als alte Formelemente der Landschaft erkennen.

Unter der Abdachung versteht man die „Gefällsrichtung einer Fläche gegen den Horizont“ (Herder-Lexikon „Geologie und Mineralogie“, 4. Aufl., 1977). Da das rechtsrheinische Schiefergebirge von mehr als 800 m über NN im Rothaargebirge auf 300 m südlich der Möhne im Arnberger Wald und auf 250 m südlich der Ruhr bei Witten abfällt, beträgt das *Gefälle* im Zuge der SE-NW-Abdachung 500 bis 600 m. Richtung und Größenordnung des Gefälles sind eine Folge davon, daß die erwähnte neuerliche Hebung im Tertiär zuerst den Südosten des Gebirgsrumpfes erfaßt und sich von dort – bei fortgesetzter Hebung des Südostens – allmählich bis an den heutigen Nordwestrand des Grundgebirges ausgedehnt hat.

Die Tatsache, daß die Abdachungsfläche nicht gleichmäßig, sondern in Stufen abfällt (s. Abb. 5), hat zu der Auffassung geführt, daß die Hebung des Gebirgsrumpfes seit dem

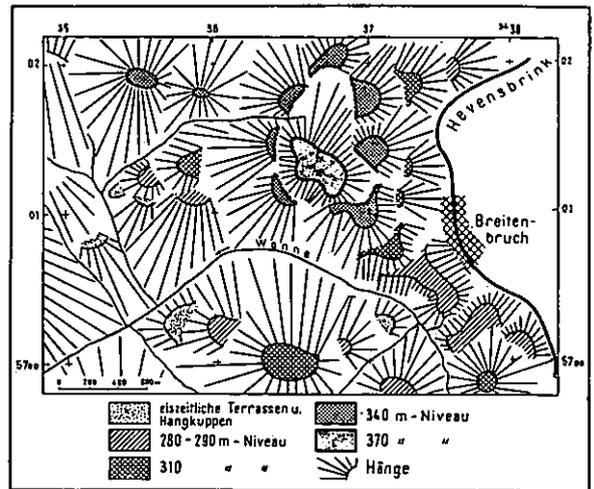


Abb. 5: Niveaus im Arnberger Forst (aus HEMPEL 1962, S. 15)

Tertiär in mehreren Phasen abgelaufen ist. Während eine intensive Hebung jedesmal mit Tiefenerosion verbunden war, begünstigte eine schwache Hebung oder Stagnation die Seitenerosion und damit die Ausbildung von Ebenheiten.

Im zuerst gehobenen Teil des Schiefergebirges hat sich die Winterberger Hochfläche mit dem Haarfeld und dem Glindfeld bis in die Gegenwart als 700 m hohes Rumpfflächenniveau erhalten. Es wird seinerseits noch von Bergköpfen überragt, in denen Grauwakensandstein, Quarzite und Diabase die widerstandsfähigsten Gesteine darstellen. Da diese ebenfalls auffällig breit und flach geformt sind, kann man vermuten, daß es sich bei ihnen auch nur um Reste von bereits abgetragenen, noch älteren Verebnungsniveaus handelt. HEMPEL (1962) spricht in diesem Zusammenhang von dem „Kopfniveau“ des Rothaargebirges. Als Anzeichen für Reste einer älteren und höheren Rumpffläche läßt sich auch die vergleichbare Höhe benachbarter Berge verstehen, die dann als *Gipfelflur* bezeichnet wird. Östlich der oberen Ruhr (auf Blatt Niedersfeld 1 : 25 000) erreichen gleich 5 Berge eine Höhe von etwa 840 m (Hopperkopf 831 m, Clemensberg 838 m, Ettelsberg 837,7 m, Hegekopf 842,9 m, Langenberg 843,1 m) und weitere 8 Berge eine solche um 800 m über NN. Dies könnte dafür sprechen, daß im Bereich der höchsten Erhebungen des östlichen Rothaargebirges sogar zwei verschiedene Kopfniveaus vertreten sind. Ein drittes Niveau liegt, von HEMPEL

als „Rumpffläche“ bezeichnet, bei 750 m und ein viertes bei 700 m über NN. Für die Erhaltung der hohen Verebnungsniveaus hat die Tatsache eine Rolle gespielt, daß sich mit der in Phasen nach NW und N fortschreitenden Hebung zugleich die Erosionsbasis der dorthin abfließenden Flüsse und Bäche immer weiter entfernte. Die im Wechsel von Erosion und Einebnung in der Abdachungsfläche des östlichen Schiefergebirges entstandene Geländeform wird als *Rumpftreppe* bezeichnet. Ihre Gipfellagen sind in **Karte 1** als *Härtlinge*, ihre am höchsten gelegenen Ebenheiten als *Hochflächen* dargestellt.

Die Sauerländer Rumpftreppenlandschaft (s. **Karte 2.1**) ist östlich der mittleren und unteren Lenne besonders charakteristisch ausgebildet. Die der Abdachung folgenden Flüsse Lenne (mit Verse und Bigge), Hönne, Röhr (mit der Sorpe), Wenne, Henne, die obere Ruhr und die Hoppecke haben sich seit der neuerlichen Hebung des Grundgebirges und mit der Verlagerung ihrer Erosionsbasis auf die Ruhr-Möhne-Linie vielfach tief in die Rumpftreppenlandschaft eingeschnitten. Zugleich haben sie auf die in ihrem Oberlauf angelegten älteren Hochflächen, bei denen es sich teilweise um Hochtalböden (Trogflächen), d. h. breit entwickelte Talungen früherer Flußsysteme handelt, an Einfluß verloren. Hier finden sich heute flache Dellen, Quellmulden und Moore. Wo die Flüsse die Stufenkante einer Rumpffläche schneiden oder einen Härtlingszug durchbrechen, fließen sie in einem *Engtal*, das nicht selten – wenigstens einseitig – von Klippen eingefast wird. Dies gilt z. B. für das Tal der Hönne unterhalb Balve, wo devonischer Massenkalk ansteht. Andererseits werden zumindest die größeren Flüsse auch von einer deutlich ausgebildeten Talaue begleitet.

Beispiele für hochgelegene Rumpfflächen zwischen den Flüssen der Rumpftreppenlandschaft sind die in 420 bis 460 m über NN zwischen Lenne und Hönne gelegene Ihmert-Hochfläche (BÜRGENER 1969, S. 36) und die westlich der Lenne in Lüdenscheid gelegenen Hülscheider Hochflächen. BÜRGENER (1969, S. 35) beschreibt die zuletzt genannten als 400 bis 500 m hohe, „von Buckeln und Dellen kleinförmig reliefierte... Hochflächenrücken“ und erhalten gebliebene Hochflächenreste, die schroff zu den tiefen *Talschluchten* von Rahmede/Lenne, Nahmer und Volme abbrechen.

Da Rumpftreppen in verschiedenen Gebieten der Erde beobachtet worden sind, haben sich mit den Vorgängen, die im einzelnen zu ihrer Entstehung führen können, schon früh zahlreiche namhafte Geomorphologen, darunter BÜDEL, DAVIS, HETTNER, KAYSER, LOUIS, PASSARGE, PENCK und SPREITZER, auseinandergesetzt. Auf die von ihnen gegebenen, recht unterschiedlichen Deutungen und Erklärungen (Primärrumpf, Zyklentheorie, Piedmonttreppe, Klimaeinflüsse u. a.) kann der Verfasser an dieser Stelle nicht eingehen. Eine Übersicht mit ausführlichen Literaturhinweisen findet sich z. B. bei GRAUL u. RATHJENS (1973, S. 72ff u. 220ff) sowie bei HEMPEL (1962).

Unter den Geländeformen des östlichen Teiles des Grundgebirges nimmt die Briloner Hochfläche als fast allseits von Störungen begrenzte und selbst von solchen durchzogene, in Sattelstellung befindliche *Horstscholle* eine Sonderstellung ein. Ihr verwandt ist die benachbarte, aber viel kleinere und weniger charakteristische Warsteiner Hochfläche. Die etwa 80 Quadratkilometer umfassende Briloner Hochfläche ist im wesentlichen aus den Korallenskeletten eines hier im Devon auf dem Schelf eines tropischen Meeres gewachsenen Wallriffs hervorgegangen. Ihr sog. Massenkalk, der sich als spröder Block der Klein- und Kleinstfaltung des Grundgebirges widersetzt hatte, wurde nach der tertiären Hebung zwar eingerumpft, im Verlauf weiterer Hebungen dann jedoch von der Erosion nur noch wenig zerschnitten. Eine Ausnahme stellt die tiefe Felsschlucht oberhalb des Alme-Quelltopfes im Nordwesten der Scholle dar; im übrigen sind nur einige flachere, der Abdachung nach NW folgende Trockentäler zu beobachten. Die Erhaltung der Rumpfebene als Briloner Hochfläche, die nach KÖRBER (1956) und HEMPEL (1962) zwei verschiedene Abtragungsniveaus (480 bis 500 m, 420 bis 430 m) aufweist, ist vor allem der fortgeschrittenen Verkarstung des Massenkalkes zu verdanken, die zu einer frühen Verlegung des oberirdischen Gewässernetzes in die Tiefe geführt hat (s. FEIGE 1987: Karte und Begleittext, Lfg. 3 dieses Atlaswerkes, sowie FEIGE 1961 und 1970). Mächtige inselartige Vorkommen von Kalkspat haben in der Hochfläche die Bildung zahlreicher, sich bis 100 m über ihre Umgebung erhebender, felsiger Härtlinge (u. a. Heimberg 536,4 m, Rattmerstein 504,3 m über NN) begünstigt.

Eine weitere Geländeform des Grundgebirges sind die *Rumpfriedel*. Sie finden sich dort, wo die Zertalung von Rumpfflächen bereits weit fortgeschritten ist. Diese Riedel sind als meist schmale, manchmal auch gratartig zugeschnittene Rücken und Sporne im allgemeinen – im Gegensatz zu den Rumpftreppen – nicht mehr gestuft und als relativ junge Formen in ihrer Längserstreckung und ihrem Gefälle nicht mehr der Abdachung des Faltengebirgsrumpfes zugeordnet, sondern auf eine lokale Erosionsbasis ausgerichtet. Als solche kommen in erster Linie die untere Lenne, untere Ruhr, Wupper und Dhünn sowie Sieg und Agger in Frage. Übergeordnete Erosionsbasis für die Fließgewässer, welche die Zerriedelung der Bergischen Hochflächen- und Riedellandschaft bewirkt haben, ist der Rhein, dessen Wasserspiegel bei Normalwasser an der Ruhrmündung bei Duisburg nur 19 m, bei Düsseldorf 27 m, an der Wupper-/Dhünnmündung bei Leverkusen 36 m, bei Köln 38 m und an der Sieg-/Aggermündung bei Bonn 45 m über dem Meeresspiegel liegt. Da die Aue der Ruhr bei Kettwig ebenfalls nur bei 42 m, bei Witten 80 m und bei Volmarstein 86 m über NN liegt, geht auch von dem Unterlauf dieses Flusses eine starke erosive Wirkung aus.

Da das Tal des Mittelrheins zwischen Bingen und Bonn beiderseits von Flußterrassen begleitet wird, unter denen die höchstgelegenen und zugleich ältesten bereits im Tertiär entstanden (pliozäne Hauptterrasse), handelt es sich beim Rhein um einen Fluß, der der Hebung des Faltengebirgsrumpfes gefolgt ist und dabei seine Fließrichtung beibehalten hat. Flüsse, für die das zutrifft, werden als *antecedente* Flüsse bezeichnet. Hierzu zählen außer dem Rhein auch seine an der Bildung der Rumpfriedel beteiligten Nebenflüsse. Sie alle fließen, bedingt durch ihre Nähe zur tief liegenden Erosionsbasis des Rheins, soweit sie sich in resistente Gesteine einschneiden mußten, in längeren Abschnitten in *Schluchttälern* (Engtälern). Beispiele sind die bis 300 m tiefe, an Mäandersporen (Sporen zwischen Talschlingen) reiche Altenaer Lenneschlucht zwischen Elverlingsen und Letmathe, die Nahmerschlucht s Hohenlimburg, die Volmeschlucht bei Dahl s Hagen, das Schluchttal der unteren Wupper zwischen Sonnborn und Burg sowie der mittleren Wupper zwischen Hückeswagen und Oberbarmen, ferner die Schlucht des der Wupper

tributären Bröl-Baches sowie die Schluchttäler der oberen Agger und der Wiehl. In der Karte 1 sind die Schluchttal-Abschnitte der Flüsse – mit Rücksicht auf die notwendige Übersichtlichkeit – nicht dargestellt, wohl aber ihre *Flußbauen*, die man hier eigentlich nicht erwartet. Die Ausbildung von – wenn auch manchmal recht schmalen – *Sohlentälern* ist damit zu erklären, daß das Gefälle bzw. die mitgeführte Wassermenge bei den inzwisehen fast bis auf ihre Erosionsbasis eingetieften Flüssen für eine Fortsetzung der Tiefenerosion nicht mehr ausreicht. So sind es vor allem die gefällestarke Nebenflüsse und Bäche, von denen die weitere Zerriedelung der noch erhaltenen Verebnungen der Rumpffläche ausgeht.

Die Entscheidung, ob eine zerschnittene Rumpffläche noch mit der Signatur „Hochfläche“ versehen oder bereits als von Rumpfriedeln beherrscht aufgefaßt werden sollte, ist dem Verfasser manchmal nicht leicht gefallen. Ausschlaggebend war letztlich der Grad der Zertalung im Verhältnis zur Größenordnung der noch erkennbaren Hochfläche. So erhielt das Gebiet südlich der mittleren Agger, das „Marialinder Riedelland“ (FISCHER 1972, S. 32), welches eine durch Zuflüsse der Agger zerschnittene und auf 180 bis 220 m erniedrigte Hochfläche darstellt, die Signatur einer Rumpfriedel-Landschaft. Nach FISCHER ist das Gebiet um Marialinde „weitgehend zerschnitten, abgeflacht und in einzelne unterschiedlich breite und ungleich hohe Riedel zerlegt“. Demgegenüber wurde die benachbarte, 260 bis 280 m hoch gelegene „Mucher Hochfläche“ auch als solche ausgewiesen, da das „bodenplastische Gefügebild“ der Einheit eine „Faltenrumpfhochfläche mit unregelmäßig geformten Rücken und Flachkuppen“ ist, zwischen denen – bis zu 40 m tiefer – Ursprungsmulden und das „sehr flache Kastental des Wahnbaches“ eingesenkt liegen (FISCHER 1972, S. 32).

Einige der „Bergischen Hochflächen“ (MÜLLER-MINY in PAFFEN, SCHÜTTLER und MÜLLER-MINY 1963) folgen nicht mehr der SE-NW-Abdachung, sondern sind in ihrer Abdachung auf den Rhein ausgerichtet. Hierzu zählen die – stark zertalte – Dhünn-Hochfläche s Wermelskirchen, die von etwa 330 m im NE auf weniger als 200 m im SW abfällt, und die sich an diese s anschließende Körtener Hochfläche. Weiterhin ist bemerkenswert, daß die Wupper mehrfach

ihre Fließrichtung wechselt. Während sie von der Quelle bis Oberbarmen noch der SE-NW-Abdachung folgt, wendet sie sich von dort bis Vohwinkel zuerst nach SW, dann zwischen Vohwinkel und Burg auf 20 km ihres Laufes sogar gegen die „normale“ Abdachung nach SSE und schließlich bis zum Rand des Grundgebirges erneut nach W, um unterhalb Leverkusen nach einer nach SSE gerichteten Laufstrecke schließlich in der Niederrheinischen Bucht den Rhein zu erreichen.

Ob sich in den erwähnten Besonderheiten der Bergischen Hochflächen und dem eigenwilligen Verhalten der Wupper bereits jene randlichen Störungen äußern, von denen das Grundgebirge seit dem Tertiär betroffen war, kann an dieser Stelle nicht diskutiert werden. Fest steht jedoch, daß es bei der Hebung von Teilen der Erdkruste stets zu Spannungen kommt, welche die Wiederbelebung vorhandener, aber auch die Bildung neuer *Bruchsysteme* auslösen können. Deshalb wurde das Grundgebirge und, soweit vorhanden, auch sein Deckgebirge vorwiegend während des Tertiärs in mehrere große *Schollen* zerlegt. Eine solche Großscholle ist letztlich auch das gesamte Süderbergland, das im Westen, Süden und Osten von Brüchen eingefaßt wird und deshalb sowie wegen seiner allgemeinen Abdachung als Übergang zwischen einem Horstgebirge und einer Pultscholle aufgefaßt werden kann (vgl. GRAUL u. RATHJENS 1973, S. 96). Andere Schollen, die Reste des ursprünglich wesentlich umfangreicheren, von den Ardennen bis zum Harz reichenden (rhenohertzynischen) Grundgebirges darstellen (s. MURAWSKI 1983, Abb. 81), sind östlich des Rheins Taunus, Kellerwald und Harz, westlich des Rheins Hunsrück, Ardennen und Eifel. Diesen relativ gehobenen stehen die in „Gräben“ abgesunkenen Schollen gegenüber. Sie wurden nach dem Absinken oder auch bereits vorher von jüngeren Sedimenten bedeckt. Hierzu zählen im Bereich des Grundgebirges im Westen die Schollen der Niederrheinischen Bucht, im Süden die durch tertiäre Basalt- und Basalttuff-Decken plombierten tertiären Zerrungsstrukturen u. a. des Westerwaldes und im Osten die Schollen der Hessischen Senken.

Eine letzte Geländeform des Grundgebirges, die hier erläutert werden muß, ist die der Ausraummulde nahestehende und in der Karte mit derselben Signatur versehene Hohlform der *Kammer*. Dabei handelt es

sich um einen erweiterten, mindestens von drei, manchmal aber auch von allen Seiten („Kessel“) durch Vollformen (Härtlingszüge, Randkuppen) eingefaßten Ausraum, der weitgehend strukturunabhängig und deshalb bei den sog. Skulpturformen einzuordnen ist. Wegen ihrer besonderen reliefbedingten und klimatischen Gunst stellen die Kammern in dem sonst nur bedingt tauglichen Bergland bevorzugte Siedlungs- und Wirtschaftsräume dar. Die Entwicklung von Kammern ist auf solche Teile des Süderberglandes beschränkt, in denen sich im Bereich weicher Gesteine die Quellarme von Flüssen vereinigen. Da sich hierzu in der Nordwestabdachung des Gebirges, wo das Gewässernetz vorwiegend parallel ausgerichtet ist, kaum eine Gelegenheit bietet (die sog. Mescheder Kammer der Naturräuml. Gliederung Deutschlands, Blatt 110 Arnsberg, ist nur Teil eines Systems von Ausraummulden), findet sich die Geländeform „Kammer“ fast nur im südlichen Teil des Berglandes. Hierbei handelt es sich vor allem um die Siegener, die Berleburger und die Fredeburger Kammer.

Um dem Benutzer der Atlaskarte zu verdeutlichen, daß die Beurteilung der geomorphologischen Verhältnisse und der naturräumlichen Gliederung eines Gebietes nicht selbstverständlich ist, sondern auch subjektive Gesichtspunkte eine Rolle spielen, werden im folgenden Ausschnitte aus den Texten zweier intimer Kenner der Landschaft des „Siegerlandes“ (s. Karte 2.1) einander gegenübergestellt: Nach MÜLLER-WILLE (1966, S. 76) ist die Siegener Kammer „unter den ähnlichen Formengemeinschaften des Südergebirges die größte. Allseits umrahmt von Höhengschwellen, beherrscht von einem einheitlichen Flußnetz, aufgelöst in zahlreiche Bergrücken und Kuppen, durchzogen von mehr oder minder breiten Sohlentälern, die sich mehrfach zu kleinen Talwannen erweitern, bildet sie eine solch einprägsame Formenlandschaft, daß ihre besondere Stellung von jeher erkannt und gewürdigt wurde.“ Nach dem Verständnis von FISCHER (1972, S. 23) entspricht dasselbe Gebiet zwei verschiedenen Naturräumen, nämlich dem „Siegener Kessel“ und dem „Südlichen Siegener Bergland“. „Die kleine naturräumliche Einheit des Siegener Kessels ist nach Lage, Höhe und Oberflächengestalt der Mittelpunkt des Siegerlandes. Hier hat sich im Bereich der Mündungsgebiete von Ferndorfbach, Birken-

bach, Weisbach, Leimbach und Alchenbach sowie zahlreicher weiterer kleiner Siegzuflüsse eine Ausraumzone gebildet mit breiter Sohle und unterschiedlich steilen, gelegentlich gestuften Hängen.“ Über das Südliche Siegerner Bergland heißt es bei FISCHER, es sei „durch den Südost-Nordwest-Verlauf der Siegzuflüsse Heckebach, Weisbach und Werthenbach und durch deren fiederförmiges Seitenbachsystem in zahlreiche Berg-, Hügel- und Riedelgruppen unterteilt, die jeweils an den talseitigen Flanken angeschnitten oder eingegangen sind.“

Die Fredeburger Kammer wird von der oberen Lenne durchflossen, deren Quellarme bei Fredeburg, Gleidorf und Schmallenberg die anstehenden Ton- und Schluffsteine des Devons am Fuß der 818 m hohen Hunau zu einer kammerartigen Talweitung ausgeräumt haben. In ihrem Mittellauf folgt die Lenne später der generellen SE-NW-Abdachung des Süderberglandes.

Außer den beschriebenen gibt es im Grundgebirge noch weitere Formen, die in ihrer Größenordnung jedoch unterhalb der durch den Maßstab der Karte 1 gesetzten Grenzen liegen. Sie lassen zudem fraglich erscheinen, ob man sie noch als komplexe Gebilde im Sinne von Geländeformen oder nur als Anhäufung mehrerer gleichartiger Physiotope auffassen soll. Hierzu zählen die Bruchhauser Steine am Westhang des Istenberges bei Bruchhausen s Brilon und die Albaumer Klippen zwischen Albaum und Heinsberg se Kirchhundem. In beiden Fällen handelt es sich um eine Gruppe von *Turmfelsen* aus einem verwitterungsresistenten vulkanischen Ergußgestein, bei Bruchhausen aus mitteldevonischem Quarzporphyr, bei Albaum aus unterdevonischen Keratophyren. Die Bruchhauser Steine erheben sich bis zu 70 m, die Albaumer Klippen, die in einem 800 m langen Bogen angeordnet sind, bis zu 30 m über ihre Umgebung. Eine Grenzsituation zwischen Physiotopen und komplexen Gebilden im Sinne von Geländeformen liegt auch bei größeren *Blockhalden* und *Blockmeeren* sowie beim Sundwiger Felsenmeer bei Iserlohn vor, wo ein u. a. durch Einsturz zerstörtes Karsthöhlensystem im Massenkalk mit seinem „verwirrenden Durcheinander an Spalten, Senken, Gesteinsblöcken, Schluchten und Graten“ (KÜHN-VELTEN 1981, S. 34) unter Naturschutz gestellt worden ist.

### 3.2 FORMEN IM DECKGEBIRGE

Die Geländeformen des Deckgebirges sind im wesentlichen Schichtstufen (mit und ohne Kappungsflächen = Schnittflächen), Schichtrippen, Bruchstufen, Bruchschollen, Ausraum- und Subrosionsmulden sowie Talrandkuppen. Im strengen Sinne nicht zum Deckgebirge gehören drei Horstschollen des Grundgebirges, die aus noch zu erläuternden Gründen erst hier besprochen werden, sowie Lößplatten und Lößriedel, welche die Geländeformen des in geringer Tiefe unter ihnen liegenden Deckgebirges übernommen haben. Auf die in das Deckgebirge eingeschnittenen Trockentäler (Schledden des Haarstrangs, Trockengründe der Paderborner Hochfläche, Dillen der Hohen Mark, Tellen der Borkenberge u. a.) und die „Sieke“ des Ravensberger Hügellandes, die in den Formenkreis der Physiotope gehören, kann im folgenden nicht eingegangen werden.

Die Schichten des Deckgebirges gehören den mesozoischen Systemen Trias, Jura und Kreide, dem nicht mehr gefalteten paläozoischen Perm und dem känozoischen Tertiär an. Die Gesteine dieser Systeme bilden die Westfälische Bucht mit ihren Randhöhen, soweit keine Bedeckung mit mächtigen quartären Sedimenten vorliegt, ferner die Westfälisch-Niedersächsische Mittelgebirgsschwelle samt einigen nördlicher gelegenen Vorposten und die von der Karte 1 erfaßten Teile des Weser-Leine-Berglandes und des Westhessischen Berglandes, soweit dieses nicht aus Grundgebirge besteht. Schließlich gehört ein schmaler Streifen am Westrand der Bergischen Hochflächen- und Riedellandschaft und am Nordrande der Eifel (Mechernicher Voreifel, u. a. mit dem Wollersheimer Stufenländchen aus Schichten des Muschelkalks) dazu.

Da das Deckgebirge, wie soeben ausgeführt, auf verschiedene Großlandschaften (Morpho-Makrochoren) verteilt ist, wird im folgenden zuerst allgemein auf die Entstehung und dann speziell auf die Verbreitung der verschiedenen Geländeformen eingegangen.

#### 3.2.1 ALLGEMEINE ERLÄUTERUNGEN

Wenn Sedimente nach ihrer Verfestigung zu Gestein (Diagenese) in einem größeren Gebiet durch die Kräfte des Erdinneren ungefaltet über das Meeresspiegelniveau geho-

ben und dabei unter einem flachen Winkel schräggestellt werden, ohne in unregelmäßig angeordnete Schollen zu zerbrechen, dann werden diejenigen Schichtfolgen, welche gegenüber der Verwitterung und Abtragung relativ widerstandsfähig sind, allmählich gegenüber den leichter angreifbaren als Vollformen des Geländes herauspräpariert. Der dabei entstehende Physiotoptopkomplex ist ein parallel zur Hebungachse verlaufender Geländerrücken, der in der artefiziellen geomorphologischen Fachsprache „Schichtstufe“ heißt; die untergeordneten Elemente sind die „Stufenstirn“ mit oder ohne „Schuttrampe“ an ihrer Basis und die fast ebene oder doch wesentlich flacher verlaufende „Stufenfläche“ mit ihren konsequenten (dem Gefälle folgenden) und subsequenten (etwa senkrecht dazu) anschließenden Erosionstälern (vgl. BLUME 1971, S. 17, n. DAVIS). Die Stufenfläche ist im allgemeinen nicht mit einer Schichtgrenze identisch, sondern verläuft, indem sie die Schichten schneidet, als sog. *Kapungsfläche* (Schnittfläche) flacher als diese.

Sind die über den Meeresspiegel gehobenen Gesteinsbänke in flacher Lagerung („plan“) zur Ruhe gekommen, dann entwickelt sich infolge von Abtragungsprozessen – unter der Voraussetzung eines hinreichenden Hebungsbetrages – eine tafelhähnliche Hochfläche mit allseits etwa gleich steilen Rändern. Ihrem Wesen nach ist, wie LOUIS (1968, S. 401f) ausgeführt hat, diese Geländeform aber mit Rücksicht auf die Klimabedingungen der Entstehung keine echte Tafel, sondern auch nur der Sonderfall einer Schichtstufe. Ihre Oberfläche, das „Dach“, entspricht einem einzigen widerstandsfähigen Schichtpaket. „Der Unterschied gegenüber der gewöhnlichen, an Gesteinswechsel innerhalb der Schichtserie gebundenen Schichtstufe kann dadurch zum Ausdruck gebracht werden, daß man die aus gleichem Gestein bzw. ohne Rücksicht auf Gesteinsunterschiede gebildeten Schichtstufen als *homolithische* Schichtstufen bezeichnet. Ihnen stehen die gewöhnlichen, klassischen Schichtstufen als *heterolithische* Schichtstufen gegenüber“ (LOUIS 1968, S. 402). Die Bildung einer homolithischen Schichtstufe kann sich bei fortschreitender Erosion auf einem tieferen Niveau wiederholen. Eine solche Ebenheit wird in der Karte der Geländeformen als „*Abdachungsfläche im Deckgebirge*“ bezeichnet.

Erfolgte die Schrägstellung der verfestigten Sedimente unter einem steileren Winkel, was vor allem in der Nähe der Hebungachsen (Sättel, Antiklinalen) zutrifft, dann ist die Stufenfläche steiler und die Stufenstirn weniger steil ausgebildet als bei flacher Schichtenlagerung. Man spricht jetzt von einer „*Schichtrippe*“. Anstelle dieses Terminus wird häufig auch die Bezeichnung „*Schichtkamm*“ verwendet (s. WILHELMY 1972, S. 182). Der Verfasser gibt hier der Bezeichnung „Schichtrippe“ den Vorzug, da sie den gesamten Höhenzug einschließlich seiner Hänge meint, was für den Begriff „Kamm“ nicht zutrifft (vgl. „Kammweg“). Auch der von MURAWSKI (1983, S. 192) vertretenen Auffassung, daß man „bei stark geneigten Schichten“ von Schichtkämmen und „bei etwa senkrechter Lagerung“ von Schichtrippen spreche, kann der Verfasser nicht folgen, weil sich in der Morphologie des Geländes zwischen beiden Lagerungsformen im allgemeinen keine Unterschiede feststellen lassen. Zum Beispiel bilden die Schichten der Oberen Kreide des Teutoburger Waldes Schichtruppen unabhängig davon, ob sie steil normal (nach SW) einfallen, senkrecht (saiger) stehen oder sogar überkippt sind. Und aus den saiger stehenden festen Sandsteinen der Unteren Kreide haben sich bei Horn im Lippischen Wald nach Abtragung der benachbarten weicheren Schichten nicht Schichtruppen, sondern *Turmfelsen* gebildet.

Mit den Unterschieden zwischen Schichtstufen und Schichtruppen im Bergland zwischen Weser und Harz hat sich SPÖNEMANN (1966, S. 127ff) näher befaßt. Er stellte fest, daß der Grenzwinkel des Schichteinfalls zwischen beiden Geländeformen schon bei zehn bis zwölf Grad liegt. In diesem Übergangsbereich stellte nach SPÖNEMANN als Folge von Quellerosion auch der Grundriß der Stirnseite ein wichtiges Kriterium für die typologische Zuordnung dar: „Ein gebuchteter Grundriß ist im allgemeinen das Kennzeichen der Schichtstufe, ein gestreckter der des Schichtkammes“, d. h. der Schichtrippe.

Ist es bei der Hebung der ursprünglich etwa waagrecht sedimentierten Schichten schließlich nicht nur zu einer Schrägstellung, sondern auch zu einer Zerstückelung der Schichtverbände zu „*Schollen*“ gekommen, dann sind die durch unterschiedlich intensive Abtragung entstehenden Voll- und Hohlformen nicht mehr als langgestreckte Stufen

und Rippen mit den zwischen ihnen liegenden Mulden angeordnet, sondern mehr oder minder regellos gestreut. Die unterschiedliche Größe, Orientierung, Aufrichtung und Abtragung der Schollen führt zur Ausbildung von Bergindividuen, deren Zusammenfassung durch den ordnenden Geographen zu einem höheren Raumgebilde gerade aus der ihnen gemeinsamen Regellosigkeit zu verstehen ist. Wahrscheinlich gehen diese Bruchschollenmosaiken letztlich auf starke endogene Beben zurück, die sich während der Hauptphasen der Gebirgsbildung im Bereich des Deckgebirges unseres Raumes in der Jura- und Kreidezeit ereignet haben. Je feiner das Schollenmosaik, desto mehr neigen die Berge und Hügel zur Annahme einer Oval- oder Rundform, die Mulden zur Auflösung in unregelmäßig geformte Abschnitte, die nicht selten verschiedenen Flußsystemen tributär sind. Allseits durch Bruchränder begrenzte Schollen werden, wenn sie sich heute im Gelände als Vollform abheben, als „Horst(berge)“ bezeichnet. Im Gegensatz dazu treten in Bruchschollengebieten auch allseits von Brüchen eingefasste Senkungsfelder auf, die bei rundlicher Form „Kesselbrüche“ und bei gestreckter Form „Grabenbrüche“ heißen. Hierbei handelt es sich um durch Dehnungsbeanspruchung während der Gebirgsbildung eingesunkene oder in der Hebung relativ zurückgebliebene Stücke der Erdrinde. Die Ausdrücke „Graben“ und „Horst“ sind von der Geomorphologie aus der Bergmannssprache übernommen.

Das Ergebnis einer meist nur lokalen Aufwölbung der Erdkruste mit elliptischem bis kreisförmigem Grundriß ist die tektonische Bauform der „Beule“, die sich von der Horstscholle dadurch unterscheidet, daß sie im Dach zwar ebenfalls Dehnungsstrukturen aufweist, randlich gegenüber dem angrenzenden Gestein aber kaum durch Brüche abgesetzt ist. Der Beule ähnlich ist das „Gewölbe“, das jedoch sattelartig gestreckt ist und im Streichen der Längsachse auch von Bruchstufen und Gräben durchzogen werden kann. Während die Beule morphographisch oft als isolierter Einzelberg in Erscheinung tritt, bildet das Gewölbe einen breiten Bergrücken, dessen Flanken allmählich zum flachen Dachniveau ansteigen.

Auslösende Kraft für die Hebung und Dislokation von Schichtverbänden kann außer dem hochtemperierten Erdinneren und

Driftbewegungen von Großschollen der Erdrinde in geringerem Umfang auch die Mobilität von Salzlagerstätten sein. Die dabei im Zusammenwirken mit der Verwitterung und Abtragung hervorgerufenen Geländeformen sind von solchen Formen, die aus Erdkrustenbewegungen hervorgegangen sind, äußerlich oft nicht und in ihrer Kausalität dann nur mit Hilfe geologischer und geophysikalischer Methoden unterscheidbar. Als Vollform treten sie als „Salzhorste“, als Hohlform in einer der Geländeformen des Salinarkarstes (vgl. Doppelblatt 1, Lfg. 3 dieses Atlaswerkes) oder als *Subrosionsmulden(-becken)* in Erscheinung.

Wird ein größeres Gebiet von Geländeformen eingenommen, deren Genese dem Typus der Schichtstufen entspricht, so bezeichnet man es als *Schichtstufenlandschaft*. Die Anordnung mehrerer Schichttrippen zu einem in sich geschlossenen Raumgebilde führt zu einer *Schichttrippenlandschaft*. Begrenzte, aus Bruchschollen gebildete Komplexe von Geländeformen werden im folgenden als *Bruchschollenlandschaft* bezeichnet; sie bilden je nach ihrem sonstigen Charakter ein Bruchschollenbergland oder Bruchschollenhügel-land.

In den Schichten des Deckgebirges spiegeln sich wie in jenen des Grundgebirges Küstennähe und Küstenferne, die Klimabedingungen des Festlandes und der Meere, die Vorgänge der Diagenese sowie der jeweilige evolutive Entwicklungsstand und die lokalen Lebensbedingungen der Tier- und Pflanzenwelt. Entsprechend der Variabilität dieser Faktoren ist auch im Deckgebirge eine Vielzahl von Gesteinsarten vertreten. Im Gegensatz zum Grundgebirge lassen sich jedoch metamorphe Merkmale nicht oder nur in geringem Maße feststellen. Deshalb fehlen dem Deckgebirge bestimmte Gesteinsarten. Eine leichte Metamorphose läßt sich im Bereich der Karte 1 im weiteren Umkreis von Bramsche ne Osnabrück und von Vlotho/Weser beobachten, wo kreidezeitliche Magmakörper, die in mehreren Kilometern Tiefe unter der heutigen Oberfläche stecken geblieben sind, zu einer Aufheizung der bis dahin sedimentierten Schichten geführt haben (Bramscher und Vlothoer Massiv).

### 3.2.2 SPEZIELLE ERLÄUTERUNGEN

Die Geländeformen des Deckgebirges lassen sich in unserem Raum in zwei Gruppen

mit eigenen regionalen Schwerpunkten unterteilen: 1. in die Schichtstufenlandschaften der Westfälischen Bucht mit Teilen ihres südlichen und östlichen Rahmens (Hellwegabdachung, Paderborner Hochebene) und 2. in die Schichtrippen- und Bruchschollenlandschaften der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle einschließlich des Teutoburger Waldes, des Eggegebirges und von Teilen des Weser-Leine-Berglandes.

Die Westfälische Bucht stellt ein nach W geöffnetes Sedimentationsbecken des Kreidemeeres auf überfluteten Teilen des Grundgebirges dar. Während der erneuten Hebung dieses Gebietes am Ende der Kreidezeit und im Tertiär wurden die vom Kreidemeer abgelagerten Schichten an den Rändern des Beckens intensiver als im Beckeninneren gehoben, zu dem sie seitdem in einem unterschiedlich steilen Winkel einfallen. Da im Süden und Osten der Bucht alle Schichtfolgen in ihrem Verband erhalten blieben, widerstandsfähige mit leicht ausräumbaren Schichtfolgen wechseln und der Einfallwinkel zum Beckeninneren sehr gering ist, sind dort alle Voraussetzungen für die Ausbildung einer *Schichtstufenlandschaft* erfüllt.

Unter den unterschiedlich resistenten Vertretern der Sedimentgesteine bilden jeweils zwei verschiedene zusammen eine Schichtstufe, wobei das härtere Gestein einen Teil der Stufenfläche, den Trauf sowie den oberen Teil des Steilhanges der Stufenstirn und das weichere den Unterhang der Stufenstirn bildet. Schichtfolgen der Oberen Kreide, die in diesem Sinne im östlichen Teil der Westfälischen Bucht „Paare“ bilden, sind vom Außenrand zum Inneren des Beckens, d. h. von der Paderborner Hochebene über die Beckumer Berge bis zu deren Abdachungsflächen s Münster:

1. die Cenoman-Schichtstufe mit Kalkbänken über basalen Mergeln bei Veldrom, Altenbeken, Schwaney und Asseln,
2. die Turon-Schichtstufe mit den Kalken der Lamarcki-Schichten über den Labiatus-Mergeln (s. VOGELSANG 1973).

Eine ähnliche Schichtfolge wie in der Paderborner Hochebene findet sich in der Fortsetzung der Abdachung des Süderberglandes in die Westfälische Bucht. Ein von HOFMANN veröffentlichtes Profil (1985, S. 116f) zeigt hier anstelle der Cenoman-Schichtstufe die Auflagerung der Oberen Kreide auf dem eingerumpften Grundgebirge bei Rüthen und

die Turon-Schichtstufe am Haarstrang zwischen Menzel und Rüthen sowie das Abtauchen der nächstjüngeren Einheit, des Coniacs, unter die Lößplatte des Hellwegs. Nördlich des in weiche Mergel und Tone des Coniacs und Santons eingetieften Tales der Lippe folgen die Schichtstufen der Beckumer Berge. Es sind in der Benennung durch ALLKÄMPER (1986):

3. die Außenrandstufe, die durch einen nur 2 bis 5 m hohen Geländesprung markiert ist, der sich im südlichen Bereich der Beckumer Berge deutlicher abzeichnet als an der Nordseite (ALLKÄMPER 1986, S. 16f). Diese nicht in die Karte aufgenommene Stufe wird durch Schichten des Santons verursacht. Ihr folgt

4. die Löchtenknapp-Schichtstufe im SE und E bzw. die Paulenknapp-Schichtstufe im NE der Beckumer Berge. Mit einer Höhe von 80 bis 100 m über NN „stellen diese Stufen die eigentliche Naturlandschaftsgrenze der Beckumer Berge dar“ (a.a.O., S. 17). Die zugehörige Stufenfläche ist „wellig bis eben“ ausgebildet. Es folgt

5. die Stromberg-Schichtstufe. Diese Stufe aus festen Kalkmergeln mit dünnbankigen Sandsteinen des Unter-Campans über weichen Tonmergelsteinen ist nach dem Burgort Stromberg auf dem Trauf der Stufenstirn benannt. Die Mächtigkeit der festen Stromberger Schichten beträgt etwa 30 m, die Gesamthöhe der Stufenstirn bis zu 45 m. Die Stufenfläche, auf der die Straße Stromberg-Beckum verläuft, ist fast eben, „so daß hier der Schichtstufencharakter besonders gut ausgebildet ist ...“ (a.a.O., S. 17f). Diese Schichtstufe findet weiter nördlich in der Dromberg-Schichtstufe eine Fortsetzung. Ihr folgt

6. die Höxberg-Schichtstufe. Sie ist nach dem 160 m hohen Höxberg benannt und wird von festen, ca. 20 m mächtigen Kalksteinbänken der Beckumer Schichten des Ober-Campans und in diese eingeschalteten weichen Mergelsteinen gebildet. „Die Steilhänge der gut ausgebildeten Höxbergstufe lassen sich über weite Strecken gut verfolgen“ (a.a.O., S. 18). In dieser Stufe erreichen die Beckumer Berge mit dem Höxberg und dem 173 m hohen Mackenberg ihre höchsten Erhebungen.

Das nordwestliche Hinterland der Beckumer Berge um Drensteinfurt und Sendenhorst dacht sich als schiefe Ebene aus tonigen Mergelsteinen und Kalkmergelsteinen der Vorhelmer Schichten des Ober-Campans nach N und NW ab (*Münsterländer Platten*,

in der Legende zur **Karte 1** als „Abdachungsfläche im Deckgebirge“ bezeichnet).

Für die Morphogenese der Schichtstufenflächen in der Hellwegabdachung ist die Beobachtung von HEMPEL (1962) im Anschluß an TIMMERMANN (1957) und KLEINN (1961) interessant, daß auch hier mehrere Verebnungsniveaus vorhanden sind. In der nach N bis NW gerichteten Abdachung des östlichen Hellwegs zwischen Soest und den Haarhöhen bei Menzel und Hemmern unterscheidet HEMPEL bei einem Höhenunterschied von etwa 260 m (Soest 115 m über NN, Haarhöhen um 375 m über NN) allein zehn solcher Niveaus (Ober-Hellweg-Niveau bis Haarhöhen-Niveau II), deren jedes zudem von W nach E bis zum Rand der Paderborner Hochebene um 45 bis 75 m ansteigt. HEMPEL verweist in diesem Zusammenhang auf die Verhältnisse in der Abdachung des nördlichen Sauerlandes und stellt fest, daß die „Wiederkehr dieses Formenrhythmus“ (1962, S. 33) zusammen mit vielen Einzelbefunden die Folgerung nach sich ziehe, daß das Grundgebirge des Sauerlandes und das Deckgebirge der östlichen Hellwegabdachung die „gleiche geotektonische und geomorphologische Geschichte durchgemacht“ haben (a.a.O., S. 28). Wenn diese Beurteilung zutreffen sollte, dann handelte es sich bei der Hellwegabdachung um eine zugleich von Schichtstufen und Rumpfflächen mit Rumpfstreppen geprägte Landschaft. Entsprechendes gilt nach den Ausführungen von HEMPEL auch für die Paderborner Hochebene.

Es ist nicht möglich, im Begleittext zur Karte auf alle Einzelheiten einzugehen; doch bedürfen folgende Formen im Deckgebirge der Westfälischen Bucht noch einer kurzen Erläuterung: Die als *Randkuppen* bezeichneten Geländeformen südlich der Lippe unterhalb Hamm sind Reste einer Schichtstufe des Ober-Santons; Stufenbildner sind Feinsand-Mergelsteine mit Kalksandsteinbänken. Dieselbe Stufe verläuft weiter östlich als Löchtenknapp-Schichtstufe nördlich der Lippe. Ähnlich zu begründende Randkuppen von Tälern (z. B. der Stever) und Ausraummulden treten auch im W und SW der Münsterländer Schichtstufenlandschaft auf. Die nördlich der Lippe nw Lünen dargestellte Schichtstufe, auf der Schloß Cappenberg steht, wird durch eine widerstandsfähige Fazies (spezielles Erscheinungsbild eines Sedimentes, oft in einem eng begrenzten Gebiet),

nämlich einen Feinsand-Mergelstein des Unter-Campans, ermöglicht, der wenig weiter östlich bereits in eine tonige Fazies übergeht.

Die lokale Fazies bestimmter Schichten spielt bei der Schichtstufenbildung vor allem im westlichen und südwestlichen Teil der Westfälischen Bucht eine Rolle. Ein Beispiel hierfür sind die in küstennaher Sandfazies (Halterner Sande) abgelagerten Sedimente des Ober-Santons bis Unter-Campans der Hohen Mark, Rekener Berge und Borken-Ramsdorfer Berge. Allerdings hat hier die sehr geringe diagenetische Beeinflussung des Sedimentes bewirkt, daß es anstelle von echten Schichtstufen nur zur Ausbildung verschiedener Kuppen gekommen ist. Unter diesen erreichen einige eine Höhe von mehr als 100 m über NN, so der Waldbeerenberg (146 m), Granatsberg (139 m), Hasenberg (131 m) und Galgenberg (124 m) in der Hohen Mark, der Melchenberg (133 m) und der Schwarze Berg (103 m) in den Rekener Bergen sowie der Tannenbültenberg (104 m) in den Borken-Ramsdorfer Bergen.

Von den zuletzt genannten zu unterscheiden sind die nicht bei Borken, sondern ne Haltern gelegenen Borkenberge, die im Fischberg (134 m) und im Rauhen Berg (127 m) vergleichbare Höhen erreichen. Ihre Rücken „weisen vielfach Steilhänge von mehr als 20° Neigungswinkel auf, die oft 30 bis 50 m tief zu schluchtartig eingeschnittenen Trokentälchen hinabführen“ (v. KÜRTE 1977, S. 23). Zu derselben Gruppe von mehr oder minder zu Kuppen aufgelösten, schichtbezogenen Vollformen, die aus Halterner Sanden hervorgegangen sind, gehört die Haard südlich der Lippe bei Haltern. Wo der Sandstein durch ein kieseliges Bindemittel verfestigt ist, so vor allem am Stimberg (156 m) bei Oer-Erkenschwick, hat sich eine Art Traufkante entwickelt. Die nach N abgedachte Stufenfläche der Haard wird von zahlreichen Trockentälern durchzogen. „Ihre engen Talgründe liegen oft 25 bis 40 m tiefer als die benachbarten, unregelmäßig gestalteten Rücken und zerlappten Bergplatten“ (a.a.O., S. 25f). Schließlich ist der Vestische Höhenrücken, ein sich bis zu 60 m über das Emschertal erhebender, aus Recklinghäuser Sandmergelstein des Santons bestehender Schichtstufenrücken, zu erwähnen, der zwar weitgehend von quartären Sedimenten zugedeckt wird, dabei jedoch für die Geländeform bestimmend bleibt.

Wie die **Karte 1** ausweist, tragen einige hochgelegene Bereiche der etwas komplizierter gebauten Schichtstufenlandschaft der Baumberge sowie eine Stufen- bzw. Kapungsfläche der Beckumer Berge die Signatur für *Hochflächen*. In diesen Fällen handelt es sich um mehr oder minder deutlich umlaufende Schichtstufen, bei denen an die Stelle der deutlich abgedachten Stufenfläche ein plateauartiger Innenraum tritt. Derartige Ebenheiten sind besonders in 140 bis 150 m über NN auf dem „Dach“ des aus Kalksand- und Mergelsandstein der Coesfelder Schichten des Ober-Campans bestehenden Schöppingen Berges und im Struckfeld nördlich des Longinus-Turms in den Baumbergen (i. e. S.) zu beobachten, wo Mergelkalke und sandige Kalke der sog. Baumberger Schichten eine 160 bis 180 m hoch gelegene Fläche bilden. Demgegenüber wurde die Paderborner Hochebene, die im Sintfeld bei Haaren und im Soratfeld bei Lichtenau zwei größere Ebenheiten aufweist, in der Karte mit Rücksicht auf die Beziehung zur gesamten Westfälischen Bucht nicht deskriptiv als Hochebene, sondern morphogenetisch als Schichtstufenlandschaft ausgewiesen.

Die Westfälisch-Niedersächsische Mittelgebirgsschwelle ist in erster Linie ein von herzynisch SE-NW streichenden Achsen durchzogenes Berg- und Hügelland zwischen der Westfälischen Bucht und der Nordwestdeutschen Tiefebene. Als geologische Achsen bezeichnet man den „Längsverlauf von Bruchfaltenbündeln“ (MURAWSKI 1983). Ihnen liegen, ähnlich wie beim Grundgebirge, Sättel in Großfalten zugrunde, deren Schichten jedoch nicht durch Kleinfaltung, sondern durch Bruchstrukturen beansprucht sind. Außer den geologischen Achsen sind

- Auf- und Überschiebungen im Grenzbe-  
reich zweier Großschollen im Teutoburger  
Wald,
- eine Flexur (s-förmige Schichtenverbiegung  
„durch gegenläufige relative Verschiebung  
zweier Schollen ohne Bildung größerer  
Bruchfugen“; MURAWSKI 1983) im Bereich  
des Wiehengebirges sowie
- Hebungen und Senkungen im Zusammen-  
hang mit Salzlagern in den tieferen Schichten  
des Deckgebirges formgebend.

Die für die Gebirgsbildung maßgeblichen Prozesse spielten sich in der jungkimmerischen und laramischen Phase im Oberen Jura

(Malm) bzw. in der Kreidezeit und im Ter-  
tiär ab.

Der Verfasser hat sich für die Bezeichnung „Westfälisch-Niedersächsische Mittelgebirgsschwelle“ anstelle der geläufigeren „Weserbergland“ (u. a. MÜLLER-WILLE 1966) entschieden, weil

- fast ein Drittel des sog. Weserberglandes nicht der Weser, sondern über die Hase oder die Große Aa der Ems tributär ist,
- eine Ausgliederung des der Ems tributären Teilgebietes mit eigener Bezeichnung auch nicht sinnvoll ist, da hier im Prinzip gleichartige geomorphologische Strukturen und Geländeformen anzutreffen sind wie im Einzugsgebiet der Weser und
- auch die Aufteilung des sog. Weserberglandes entsprechend der „Naturräumlichen Gliederung Deutschlands“ 1:200 000 in das „Obere Weserbergland“ (zwischen der Diemel bei Warburg und der Werre bei Herford einschließlich der zur Lippe und damit zum Rhein entwässernden Paderborner Hochebene) und das „Untere Weserbergland“ (zwischen Herford und Rheine) weder den hydrologischen noch den geomorphologischen Verhältnissen gerecht wird.

Der Vorzug der Bezeichnung „Westfälisch-Niedersächsische Mittelgebirgsschwelle“ besteht darin, daß mit ihr Zusammengehöriges vereint bleibt und zugleich die hydrologischen Beziehungen berücksichtigt werden.

Der bekannteste Gebirgszug der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle ist der Teutoburger Wald, der sich - einschließlich des Lippischen Waldes - über etwa 110 km von Hörstel bei Rheine bis zum Tal der Strothe (B 1) bei Horn-Bad Meinberg erstreckt. Er bildet mit Schichten vor allem der Oberen und Unteren Kreide den nördlichen und nordöstlichen Rahmen der Westfälischen Bucht. Schon außerhalb dieses Rahmens sind zwischen Borgholzhausen und Horn am Aufbau des Gebirges auch Schichten des Röt (Oberer Buntsandstein) und des Muschelkalks beteiligt, die nach NE einfallen und der Osning-Achse zugeordnet werden.

Muschelkalk, Untere und Obere Kreide bilden je eine Schichtrippe, so daß der Teutoburger Wald insgesamt ein 2- bis 3kettiges *Schichtrippengebirge* darstellt. Bei genauerer Betrachtung zeigt sich allerdings, daß jede der Schichtruppen nochmals eine Unterteilung in zwei Teilrippen zuläßt: Die beiden

Rippenbildner der Oberen Kreide, Cenoman- und Turonkalke, sind mit den Stufenbildnern der Paderborner Hochebene und des Haarstrangs identisch. Die beiden Rippenbildner der Unteren Kreide werden vom sog. Flammenmergel, einem durch Verkiezelung verhärteten Sandstein des Albs, und dem eisenschüssigen Sandstein des Neokoms (Osningsandstein) gestellt, dem im allgemeinen der Kamm des Gebirges folgt. Die dritte Doppelrippe besteht aus festen Kalkbänken des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) bzw. des Oberen Muschelkalks (Trochiten- und Ceratiten-Schichten). Die Zuordnung zum Typus der Schichtrippen ergibt sich aus dem steilen Hanggefälle sowohl auf der Stirn als auch dem Rücken der an der Rippenbildung beteiligten Schichten, dem im Aufschluß ein Einfallwinkel von mehr als  $10^\circ$  entspricht. Die Kreideschichten weisen in der Regel sogar einen wesentlich steileren Schichteinfall auf, der bis zu einer senkrechten Aufrichtung (Saigerstellung) und selbst Überkipfung reichen kann. Zu diesen Lagerungsverhältnissen ist es gekommen, als in der laramischen Phase der Gebirgsbildung am Ende der Oberen Kreide die Schichten der Kreide und des Muschelkalks längs der sog. Osning-Hauptverwerfung, die sich durch den gesamten Teutoburger Wald verfolgen läßt, in einer Bewegung mit ausgeprägter horizontaler Komponente aufeinander stießen.

Die Abtragung des Gebirges zu Schichtrippen erfolgte in Anpassung an die unterschiedliche Resistenz der gehobenen Schichten. Die beiden Haupt-Längstäler des Gebirges liegen in den weichen Mergeln an der Basis des Cenomans und in den Tonsteinen von Jura und Röt. Da die Röttone zugleich die ältesten Schichten des Teutoburger Waldes stellen, liegt in dem Längstal zwischen Unterer Kreide und Muschelkalk ein Fall von Reliefumkehr vor.

Das Wiehengebirge, welches die Mittelgebirgsschwelle von der Larberger Egge westlich der Hase bei Achmer bis zum Wittekinds-Berg gegen das Nordwestdeutsche Tiefland begrenzt, und das Wesergebirge, welches die Fortsetzung des Wiehengebirges östlich der Porta Westfalica vom Jakobs-Berg bis zum Mönchs-Berg an der Schaumburg bildet, stehen dem Teutoburger Wald als einkettiges Schichtrippengebirge nur an Breite, nicht aber an Länge und Geschlossenheit nach. Der Einfall der Schichten des

Wiehen-/Wesergebirges liegt im allgemeinen zwischen  $15^\circ$  und  $40^\circ$  nach N bis NE. Am Haverstädter Berg und am Wittekinds-Berg, wo die Weser von SW mit einem Prallhang an das Gebirge herantritt, haben sich an den besonders steilen Hängen Felsklippen gebildet. Dies trifft auch im östlichen Teil des Wesergebirges zu, wo der Schichteinfall stellenweise unter  $10^\circ$  absinkt, so daß relativ lange, flache Nordhänge und steile Stirnhänge entstanden, mit denen der Übergang zum Typus der Schichtstufe angezeigt wird.

Aus geotektonischer Sicht ist das Wiehengebirge an eine Flexur gebunden. In diesem Falle handelt es sich um eine relative Absenkung des Unteren Juras im südlich benachbarten Ravensberger Hügelland bei einer gegengerichteten relativen Hebung des Mittleren und Oberen Juras im Bereich des heutigen Gebirges, dessen Ausbildung als Schichtrippe durch die Flexur begünstigt wurde.

Die Geländeform „Schichtrippe“ trägt im niederdeutschen Sprachraum häufig die Bezeichnung „Egge“, die auch als gekürzte Vorsilbe (eb, eh) zum Grundwort „berg“ auftritt. Egge-Namen, die zumeist an langgestreckte Bergrücken gebunden sind, finden sich im Teutoburger Wald in der Oberen Kreide z. B. als Timmer Egge, Scholl-Egge, Ascher Egge und Johannis-Egge (alle TK 25 Borgholzhausen), in der Unteren Kreide z. B. als Ebberg, Auf der Egge (TK 25 Brackwede), Große Egge (TK 25 Halle/Westf.), Kleiner Ehberg, Kahler Ehberg (TK 25 Lage) sowie im Muschelkalk z. B. als Werther Egge (TK 25 Halle/Westf.) und Riewe Egge (TK 25 Brackwede). In der Schichtrippe des Wiehen-/Wesergebirges stoßen wir z. B. bei der Luternschen Egge (TK 25 Bad Oeynhausen) sowie der Wülpker und Westendorfer Egge (TK 25 Bückeberg) auf diese Bezeichnung. Der Weg auf dem Kamm des Teutoburger Waldes, aber auch des Wiehengebirges zwischen Lübbecke und der Porta Westfalica und schließlich auch auf der Oberkante des steilen Weser-Prallhanges beim Buhn (TK 25 Vlotho), d. h. hier auf dem First einer Schichtstufe des Mittleren und Oberen Keupers, heißt „Eggeweg“ etc. Die bekannteste Egge, das Eggegebirge zwischen Horn und Blankenrode (TK 25 Kleinenberg), stellt freilich keine Schichtrippe, sondern eine von W nach E sanft ansteigende Stufenfläche der Unteren Kreide dar, die stellenweise mit einer Bruchstufe steil in das in Schollen aufge-

löste Achsensystem des Oberweserberglandes abfällt.

Bereits östlich der Weser stellen im *Weser-Leine-Bergland* der Süntel (Hohe Egge 437,5 m über NN), der Kleine Deisterse Springe und die ebenfalls noch im Kartenblatt gelegenen Höhenzüge des Ith und des Thüster Berges Schichtrippen dar. MEISEL (1960, S. 9) beschreibt den Ith wie folgt: „Der Ith stellt den westlichen Flügel der (geologischen, Zusatz d. Verf.) Ith-Hils-Mulde dar, jener modellhaften Schichtrippenlandschaft, die in ihrem klaren, fast ungestörten Aufbau und ihrer morphologischen Eindeutigkeit fast ohne Beispiel ist. Der Ith selbst, der aus hartem Korallenoolith aufgebaut ist, tritt als markante, schmale, bis zu 439 m hohe Schichtrippe mit Steilhängen, Klippen und Schutthalden sehr eindrucksvoll in Erscheinung...“

Einige der in der Karte 1 als Schichtrippen ausgewiesenen Bergrücken liegen freilich bereits im unscharfen Übergangsbereich zu den *Schichtstufen*. Die Weserkette östlich des Rhodener Passes, die Bückeberge, der Hohe Deister (Nienstädter Deister) und der Nesselberg gehören nach den Untersuchungen von SCHUNKE (1968) bereits zum Typus der Schichtstufen. Zu dieser Einschätzung tragen ebenso mehrere Details in der Ausbildung von Trauf und First der Stufen wie der Verlauf der Stufenstirn und die geringen Einfallwinkel der Schichten bei (im Malm des Wesergebirges am Hohenstein 3° NE, im Deister am Beilstein 9° N, im Wealden-Sandstein der Bückeberge am Bornaplatz 3° NW, des Hohen Deisters 5° E, der Hohen Warte 13° NE, am Nesselberg 13° SW; alle Angaben nach SCHUNKE 1968).

Für die typologische Zuordnung der Höhenrücken ist auch ihre Entfernung von den Hebungsachsen bzw. von den geologischen Mulden wichtig: Je weiter entfernt sich die harten Schichten von der Hebungsachse befinden, um so flacher wird im Regelfall ihr Einfallwinkel und um so mehr nähern sie sich der Geländeform der Schichtstufe: ihre Stirn ist dabei der Hebungsachse zugewandt. Wenn die resistenten Schichten dagegen einer geologischen Mulde zugeordnet sind, wie das beim Korallenoolith im Ith und im Thüster Berg gegenüber der Hils-Mulde zutrifft, dann sind ihre Schichtköpfe nach außen gerichtet, also der Mulde abgewandt.

Die in der Nähe der Hebungsachsen gelegenen Schichten wurden zumeist so steil aufgerichtet, daß sie zu *Schollen* mit regelloser Orientierung zerbrachen. Die wichtigste Hebungsachse zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge ist die Piesberg-Pyrmonter Achse, genauer ein ganzes Feld (Bündel) von fiederartig verzweigten, stark gestörten Hebungsachsen, in denen vorwiegend Schollen aus Muschelkalk an die Oberfläche gelangten. Beim Piesberg selbst handelt es sich um eine bei Osnabrück gelegene *Horstscholle*, in der sogar harte Konglomerate und Grobsandsteine des Karbons, also des Grundgebirges, anstehen.

Dem Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld lassen sich zwei größere *Bruchschollen-Landschaften* zuordnen. Die eine liegt im Oberweserbergland zwischen Exter und Barntrop im se Teil des Achsenfeldes (mit Schwerpunkt um Bavenhausen n Lemgo), die andere im Osnabrück-Tecklenburger Hügelland zwischen Westerkappeln und Melle im nw Teil (mit Schwerpunkt um Schleddehausen). Das zuerst genannte Bruchschollenfeld wird auf seinem SW-Flügel von achsenfernen Schichtrippen und Schichtstufen aus Rhätsandstein begleitet, die z. B. im Stuckenberg und Oberen Berge Herford (Schichteinfall bis mehr als 20° SW), dem Vierenberge Bad Salzuflen, dem Windelstein in der Lemgoer Mark (Schichteinfall bei Berglust 22° SW) und schließlich dem Blumenstein südlich der Bega markante Bergrücken bilden. Dabei ist der Hang zum herzynisch verlaufenden Ausräumtal der Bega steiler als der dem Achsenfeld zugewandte. Auf dem NE-Flügel nördlich der Osterkalle sind die Rhät-Schichtrippen weniger deutlich ausgebildet.

Das Bruchschollenfeld im Osnabrück-Tecklenburger Hügelland wird im Norden von der Schichtrippe des Wiehengebirges begrenzt. Im Süden befinden sich zwischen dem Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld und der Osning-Achse des Teutoburger Waldes mit der Holter und der Sandforter Achse noch zwei weitere Hebungsachsen. Wegen der engen Nachbarschaft der Achsen gehen ihre Bruchschollenfelder ineinander über, so daß große Teile des Osnabrück-Tecklenburger Berg- und Hügellandes eine Bruchschollenlandschaft bilden. In seinem Mittelstück zwischen Melle und Herford ist das Piesberg-Pyrmonter Achsenfeld im Ravensberger Hügelland weniger auffällig ausgebildet. An die

Stelle einer Bruchschollenlandschaft tritt hier eine geologisch-tektonische und zugleich morphologische *Mulde*. Ihre eiszeitliche Lößdecke ist durch Bäche, die vom Teutoburger Wald und Wiehengebirge kommen, in Riedel zerlegt. Die Täler dieser Bäche, Sieke genannt, schneiden sich bis in das Deckgebirge aus weichen Schichten des Unteren Juras ein, dessen Relief, wie die Grundfarbe der Karte der Geländeformen andeutet, trotz der partiellen Lößbedeckung für die Landschaft prägend geblieben ist. In Begleitung der bereits jungkimmerischen Berlebecker, Driburger, Warburger und Germeter Achse schließen sich östlich des Eggegebirges im Oberweserbergland weitere Bruchschollenfelder an, so daß auch dort eine kleingliedrige, abwechslungsreiche Landschaft mit zahlreichen Berg- rücken, Hügeln und Tälern entstanden ist.

Weiter östlich folgen in Schichten aus Unterem Keuper und Muschelkalk großflächige, durch die Nebentäler der Weser (Nethe, Bever) zerschnittene Verebnungen. Die zumeist geringen Einfallwinkel der Schichten lassen eine Beziehung der Schichtstufen entweder noch zu den herzynisch verlaufenden Achsen oder bereits zum Buntsandstein-Gewölbe östlich der Weser erkennen. Wenn die zugehörigen Stufenflächen ineinander übergehen, beobachten wir Geländeformen vom Typus der *Hochflächen* (u. a. Ottensteiner Hochfläche und Brakeler Hochfläche). Diese liegen zwischen Bad Pyrmont und Bodenwerder, s Polle/Weser, bei Löwendorf (TK 25 Schieder-Schwalenberg) und Tietelsen (TK 25 Borgholz) um 300 m über NN, bei Altenbergen (TK 25 Brakel) um 320 m und bei Bosseborn (TK 25 Brakel) um 340 m über NN. Es liegt nahe, in ihnen das Ergebnis einer seit dem Tertiär stattgefundenen Abtragung und Einebnung des Gebirges zu Rumpfflächen zu sehen. Die geringe Auswirkung der Erosionsbasis der Weser dürfte auf eine frühe Verkarstung und damit die Verlegung des Gewässernetzes in den Untergrund zurückzuführen sein.

Zu den Geländeformen innerhalb und nördlich außerhalb der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle gehören auch die Sättel und Horste der *Salztektonik* und die als Folge der Ablaugung von Salzlagern entstandenen Subrosionsmulden und -becken. Da diese Formen äußerlich den Sätteln und Mulden, die auf tektonische Phasen zurückgehen, ähnlich sind, ist die For-

schung erst spät auf die unterschiedliche Genese aufmerksam geworden. Ein Beispiel hierfür ist das Blomberger Becken e Detmold, wo bei Istrup und Wöhren im Mittleren Keuper Lagen aus Anhydrit und Gips durch Zufluß von Wasser abgelaugt sind. Die dabei entstandene *Subrosionsmulde*, die schon während ihrer Entstehung mit 45 m mächtigem grusigen Zersatzmaterial des Muldenrandes, Tonlagen und Torfhorizonten teilweise wieder aufgefüllt wurde (DAHM 1980), wird heute von einem Nebenbach der Emmer mit seinen Quellarmen durchflossen, so daß zunächst fälschlich der Eindruck entstehen konnte, als sei sie von diesem allein durch Erosion geschaffen worden. Der Subrosionsprozeß scheint im Süden des Beckens, das randlich von Kuppen gesäumt wird, noch nicht abgeschlossen zu sein.

Da Absenkungen der Erdoberfläche das Gewässernetz auf sich ziehen, das seinerseits ebensowohl eine Auffüllung wie auch eine weitere Ausräumung bewirken kann, wird die Entstehung des ebenfalls von der Emmer durchflossenen Pyrmonter Beckens kontrovers diskutiert. Für die Deutung als Ausraum könnte die Erosionskraft der Emmer sprechen, dagegen ihr tatsächliches Verhalten. Es ist dadurch gekennzeichnet, daß der Fluß, der sonst nur ein schmales Sohlental durchfließt, im Becken einen mäanderreichen weiten Bogen schlägt, der ein Anzeichen dafür ist, daß er in das Becken gezogen wurde, es also nicht erosiv erschlossen hat. Für ein Subrosionsbecken sprechen auch mehrere Torf- und Moorerde-Vorkommen. Zwei große, tiefe Erdfälle, die zunächst auf die Ablaugung von Gips im Oberen Buntsandstein (Röt) zurückgeführt worden waren, werden heute mit der Lösung von Steinsalzen des Zechsteins in 800 m Tiefe, Hohlraumbildungen und Nachsturz der hangenden Schichten erklärt (LEPPER, MENGELING u. a., 1990). Nach KÜHN-VELTEN (1985, n. HERRMANN 1969) ist die Bildung des gesamten Talkessels auf Subrosion zurückzuführen.

Wieweit an der Entstehung des dem Blomberger benachbarten Steinheimer Beckens Subrosionsprozesse beteiligt waren, ist ohne entsprechende Bohrbefunde noch ungeklärt; das Becken wird in der Karte vorläufig als Ausraummulde der oberen Emmer dargestellt, die im Südosten von Randkuppen (aus Sandsteinen des Mittleren Keupers) und im Nordosten von der Hochfläche des

Schwalenberger Waldes (Rhätsandstein) eingefaßt wird.

Bei der im Süden des Sollings bei Allershausen gelegenen Mulde handelt es sich dagegen eindeutig um eine Subrosionsmulde (Subrosionssenke).

Größere Bedeutung für die Bildung von Subrosionsmulden hatten die im Winkel zwischen Deister, Süntel und Bückebergen sowie am Nordrand des Wiehengebirges anstehenden, Anhydrit, Gips und zum Teil auch Steinsalz führenden Münder Mergel des Oberen Juras. Die Subrosionsmulde im Deister-Süntel-Bückeberge-Dreieck wurde von der voreiszeitlichen Weser angenommen und durchflossen, die Subrosionsmulde nördlich des Wiehengebirges von der früh-saaleeiszeitlichen Weser nach deren Durchtritt durch die Porta Westfalica. Die mehr als 50 Erdfälle des Heiligen Feldes am Schafberg gehen ebenfalls auf die Ablaugung von Anhydrit, Gips und Steinsalz im Münder Mergel bzw. im Mittleren Muschelkalk zurück (THIERMANN 1975, S. 523). Die jüngeren Erscheinungen des Salinarkarstes in diesem Gebiet wurden bereits in Lieferung 3, Doppelblatt 1 aus dem Themenbereich „Landesnatur“, in diesem Atlaswerk behandelt (SERAPHIM 1987).

Die auf Salztektonik zurückgehenden Sättel liegen nördlich der Mittelgebirgsschwelle inselartig in der Nordwestdeutschen Tiefebene. Die Rolle des Salzes läßt sich an der Entstehung der Rehburger Berge (Wölpinghausener Höhenzug) südlich des Steinhuder Meeres beispielhaft beschreiben. Hier stehen, wie KÜHN-VELTEN, MICHEL u. SKUPIN (1982, S. 69f) ausführen, Gesteine des Oberen Juras und der Unteren Kreide in einer geologischen Sattelstruktur an, die „zunächst eine flache Schichtenaufwölbung“ bildete. Der Sattelkern wurde von wenig widerstandsfähigen oberjurassischen Gesteinen gebildet, die Sattelflanken von festeren Sandsteinen der Unteren Kreide (Typus Bückeberge). Infolge stärkerer Abtragung der Gesteine im Sattelkern entstand dort eine flache morphologische Mulde (Reliefumkehr!), während die Sattelflanken diese Mulde randlich einfaßten. Dieser von einer orogenetischen Tektonik bestimmte Vorgang wurde durch die Einwanderung von mobilem Steinsalz aus dem Münder Mergel in die Sattelstruktur unterstützt, so daß diese zusätzlich aufgebeult und die Schichtenneigung in den

Sattelflanken verstärkt wurde. Die Sandsteinschichten der Unteren Kreide bilden hier deshalb heute eine Schichtrippe oder eine Schichtstufe. Der Sattelkern ist infolge Subrosion des eingedrungenen Salzes zu einer Mulde (die in Karte 1 nicht mehr dargestellt werden konnte) eingesunken.

Eine ähnliche Genese hat der Benther Sattel nordöstlich des Deisters, wo die steilgestellten festen Gesteine an den Sattelflanken heute die Schichtrippe des Harenberger Höhenzuges, des Ronnenberger Höhenzuges und des Benther Berges bilden.

Unter den Durchragungen des Deckgebirges durch das Quartär nördlich des Wiehengebirges stellen die Stemmer Berge (Stemweder Berge) südlich des Dümmer eine bis 80 Meter über ihre Umgebung aufragende *Schichtstufe* der Oberen Kreide (Ober-Campan) mit steiler südgerichteter Stirn, der Schwarze Brink und der Limberg w Lübbecke einen orogenetisch-tektonischen Malmsattel mit Reliefumkehr (Schichteinfall 20 bis 40°), der Kalkrieser Berg bei Engter einen ähnlichen Sattel mit bereits stark zertalten Flanken und der Gehn nw Bramsche eine nach N steil abfallende Bruchstufe mit nach S sanft geneigter Stufenfläche (MEISEL 1961, S. 20: „Pultfläche“) dar.

Der in der Karte 1 als tektonische *Beule* ausgewiesene Kleine Berg bei Bad Rothenfelde (208 m über NN) und die am Nordwestrand der Westfälischen Bucht ebenfalls als solche dargestellten Waldhügel bei Rheine (90 m) und Rothenberg bei Wettringen (96 m) sind kompliziert gebaute kurze sattelähnliche Strukturen mit elliptischem bis kreisförmigem Grundriß. Wenigstens beim Waldhügel und Rothenberg wird heute von einer Beteiligung der Zechsteinsalze an der Morphogenese ausgegangen. Dies trifft auch für den Bentheimer Sattel zu, auf dessen Südflügel zwei markante Schichtruppen aus Sandsteinen der Unteren Kreide aus der flachen Landschaft der Nordhorn-Plantlünener Sandniederung aufsteigen. Eine entsprechende Geländeform auf dem Nordflügel ist die *Felsrippe* des Isterberges zwischen Bentheim und Nordhorn.

Zu den wegen ihrer erdgeschichtlichen Herkunft interessantesten Geländeformen der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle gehören die *Horste* des Schafbergs, Piesbergs und Hügels. Der Schafberg bildet eine leicht nach NE geneigte Plateau-

scholle, der Piesberg eine beulenartige Scholle am Nordwestende des Piesberg-Pyromonter Achsenfeldes und der Hüggl eine Gruppe von Bruchschollen in der nordwestlichen Fortsetzung der Osning-Achse, die sich bis zur Südflanke des Schafbergs verlängern läßt (FIEDLER b. KLASSEN 1984, S. 548). Mit allen drei Schollen sind durch die Gebirgshebung Schichten des paläozoischen Grundgebirges aus mehr als 2000 m Tiefe an die Oberfläche gelangt, wo die resistenten quarzitischen, zum Teil konglomeratischen Sandsteine des Karbons durch die Abtragung des umgebenden Deckgebirges herauspräpariert wurden. Diese Grundgebirgsschollen werden hier zusammen mit den Geländeformen des Deckgebirges behandelt, weil ihre Schichten von der weiter südlich aktiven variskischen Faltung kaum noch erfaßt worden sind, so daß sich diese „nur noch in einer leichten NE-SW-gerichteten Wellung ... bemerkbar macht“ (FIEDLER b. KLASSEN 1984, S. 537). Das am Nordrand des Süderberglandes unter Deckschichten der Kreidezeit abtauchende Grundgebirge wurde beim Abteufen der Schächte für die Zeche Maximilian in Hamm in etwa 580 m Tiefe und in der Bohrung „Münsterland 1“ ne Billerbeck in den Baumbergen in 1795 m Tiefe angetroffen (HESEMANN 1965, S. 13). Der Piesberg wurde bereits im Zusammenhang mit den Achsen der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle erwähnt; durch den seit mehr als 100 Jahren durchgeführten Abbau seiner Gesteine ist die ursprüngliche Geländeform nur noch teilweise erkennbar. Der Hüggl ist in der Karte der Geländeformen wegen der starken Beteiligung von Schichten des Deckgebirges und seiner engen Einbindung in das dortige Bruchschollenbergland nicht abgebildet.

### 3.3 FORMEN IM BEREICH DES KÄNOZOISCHEN VULKANISMUS

Die Geländeformen des känozoischen Vulkanismus (Känozoikum: Tertiär und Quartär) treten im Siebengebirge und im Westerwald landschaftsprägend als Vulkangebirge in Erscheinung und bilden in den von der Karte 1 erfaßten Teilen der Eifel, im Westhessischen Bergland und im Süden des Westerberglandes im Grund- und Deckgebirge auffällige Sonderformen.

Als Geländeformen treten *Plateaus*, *Kegel* und *Kuppen* sowie eine von vulkanischem

Material ausgekleidete Ausraummulde auf. Unter der Bezeichnung „Vulkankegel“ bzw. „Vulkankuppe“ sind in der Karte nicht nur erloschene Vulkane, sondern alle Vollformen zusammengefaßt, die aus vulkanischem Material (Basalt, Trachyt, Tuffe, Asche u. a.) aufgebaut sind, also z. B. auch erhärtete Gang- und Schlotfüllungen, die nicht eruptiv an die Erdoberfläche gelangten, sondern erst durch die Abtragung der umgebenden weicheren Sedimentgesteine freigelegt wurden. Eine weitergehende Differenzierung hätte die Karte überlastet. Ferner ist anzumerken, daß in der Karte in vielen Fällen – aber nicht in allen – die Zuordnung des Symbols für Vulkankegel und -kuppen zu einem bestimmten Berg möglich ist.

Zum Aufstieg von Magma – mit oder ohne Ausfluß von Lava – ist es vor allem während der Entstehung der großen Grabeneinbrüche und anderer starker Störungen in der Erdrinde im Tertiär, verschiedentlich aber auch noch im Quartär gekommen. Bedeutende Grabeneinbrüche ereigneten sich in Europa in erster Linie auf der Mittelmeer-Mjösen-Linie, einer Schwächezone der Erdrinde, die sich über den Rhönegraben, den Oberrheintalgraben (mit dem Kaiserstuhl), die hessischen Senke (mit Vogelsberg, Habichtswald) sowie den Leinegraben letztlich bis zum Oslograben (mit dem Oslofjord) und dem Mjösensee verfolgen läßt. Ein Zweig dieser im einzelnen stark aufgedichteten Störungszone zieht vom Oberrheintalgraben unter Beibehaltung der sog. rheinischen Richtung (SSE-NNW) über das Neuwieder Becken und das Siebengebirge in das Staffelgrabensystem der Niederrheinischen Bucht zwischen Eifel und Bergischem Land. Der Eifelvulkanismus und der Vulkanismus des Westerwaldes sind Erscheinungen über seitlichen Ausläufern dieser Störungszone.

Die Entwicklung des Siebengebirges, das aus über 20 Bergkuppen (Westermann-Lexikon der Geographie) vulkanischen Ursprungs besteht, begann im Ober-Oligozän (Alttertiär) vor mehr als 25 Millionen Jahren (BURGHARDT 1979, S. 21). Die heute noch Höhen zwischen 250 und 460 m (Großer Ölberg) über NN erreichenden Vulkankuppen bestehen aus Trachyt (Lohrberg, Drachenfels), Latit (Wolkenburg) oder Basalt (u. a. Petersberg, Kleiner Ölberg, Weilberg). „Insgesamt gesehen ist das Siebengebirge als die Ruine eines einzigen Großvulkans in Form

eines Aschenkegels zu sehen“ (GLÄSSER 1978, S. 19). Der heutige Eindruck eines aus zahlreichen Vulkanen bestehenden Gebirges hat sich erst durch die starke erosive Zerschneidung dieses komplexen Vulkangebildes seit dem Jungtertiär infolge der Hebung des Rheinischen Schiefergebirges und der Nähe der tiefliegenden Erosionsbasis des Rheins ergeben.

Zu den Vulkanen, die ebenfalls auf Spalten des mittelhessisch-niederrheinischen Störungssystems entstanden, gehört der u. a. wegen seiner guten Erhaltung unter Naturschutz gestellte Rodderberg bei Rolandseck bei Bonn. Das Magma hat hier devonische Schichten des Grundgebirges sowie altpleistozäne Sedimente durchbrochen. Der Rodderberg ist mit seinem von weichseleiszeitlichem Löß teilweise ausgekleideten Krater, dessen Tiefe noch etwa 50 m und dessen Durchmesser etwa 800 m beträgt, bei einem Alter von nur 30 000 Jahren einer der jüngsten Vulkane Deutschlands (LEDOUX 1987, S. 47), d. h. wesentlich jünger als das tertiäre Siebengebirge. Weitere linksrheinische Vulkankuppen sind der Scheidskopf (280 m), der Hohe Berg (263 m) und der Dungkopf (241 m).

Vom Westerwald werden durch das Kartenblatt nur die Dierdorfer Senke, das Dreifeldener Weiherland und Teile des Hohen Westerwaldes erfaßt. Die Dierdorfer Senke ist eine durch die variskische Faltung bereits vorgezeichnete, mit vulkanischem Material bedeckte *Ausraummulde*, das Dreifeldener Weiherland (Westerwälder Seenplatte) ein um 430 bis 450 m hoch gelegenes *Plateau* aus Basalttuffen über devonischem Untergrund. Die zum Hohen Westerwald gehörende Basalthochfläche zwischen der Nister und der Dill mit einer Höhenlage zwischen 550 und 600 m über NN ist die am höchsten gelegene naturräumliche Untereinheit des Westerwaldes (FISCHER 1972, S. 10f). Die sich noch darüber bis 650 m über NN erhebenden Basaltkuppen (u. a. Steyskopf 654 m, Saal-Berg 654 m) sind wegen ihres sehr flachen Anstiegs im Gelände zum Teil nur wenig auffällig.

Auch im Bereich der Bruchtektonik des Westhessischen Berglandes und angrenzender Gebiete (Warburger Börde, Solling, Reinhardswald) ist es an zahlreichen Stellen in Spalten der Erdrinde zum Aufstieg von Magma gekommen, das teilweise jedoch auch hier als Intrusion im Deckgebirge aus

Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper stecken blieb. Die erkaltete Schlotfüllung, durch die Abtragung des Deckgebirges freigelegt, zeichnet mit ihrem Mantel aus Resten des Deckgebirges und Basaltschutt freilich gelegentlich besonders eindrucksvolle Kegelsberge nach, deren bekanntester wohl der von einer Burgruine gekrönte Desenberg bei Warburg ist. Unter den in der Karte I darüber hinaus berücksichtigten Vulkankegeln und -kuppen seien hier ferner der Ahne-Berg bei Bodenfelde (282 m) im Solling, der dort an die Nienover Grabenstruktur gebunden ist (MÜLLER 1977, S. 33ff), der Schöneberg (323 m) und der West-Berg (341 m) am Rande des Reinhardswaldes und der Deiselberg (389 m) westlich der Diemel bei Trendelburg genannt.

### 3.4 FORMEN AUS QUARTÄREN SEDIMENTEN

Mehr als die Hälfte des Kartenblattes zeigt eine Bedeckung durch Ablagerungen des Quartärs (Grundfarben blaugrün, gelbgrün, gelb und orange). Da die quartären Sedimente, von einigen Schotterlagen abgesehen, noch nicht verfestigt sind – der Geologe spricht von Lockergestein –, sind sie der Schwerkraft sowie den Kräften des Wassers und des Windes in besonderem Maße ausgesetzt. Die von dem Lockergestein aufgebauten Geländeformen sind daher weniger beständig als jene des Grund- und Deckgebirges und bewirken im allgemeinen auch nur geringe Reliefunterschiede. Dem Relieftypus der Ebenheiten entsprechen die Flußauen und Moore, die jungpleistozänen Flußterrassen und Beckenfüllungen, die Schotter-, Löß- und Grundmoränenplatten sowie die schwach geneigten Sander und Lößbriedel. Sie werden als Geländeformen vielfach kaum bemerkt, was auch für die in quartären Sedimenten entstandenen Ausraummulden und die ursprünglich etwas lebhafter geböschten, infolge ihres eiszeitlichen Alters aber bereits verflachten Grundmoränenrücken und Drumlins gelten kann. Wirklich augenfällig sind unter den Vollformen nur die glaziären Stauchwälle, die aus der Tiefebene aufragen, manche flußbegleitenden Uferwälle sowie die Dünenfelder. Wegen ihrer großen Bedeutung für den Bodentypus, den Grundwasserstand, die natürlichen und anthropogenen Pflanzengesellschaften und die Inbesitznahme der Landschaft durch den siedelnden und wirt-

schaftenden Menschen sind jedoch auch die geringen Reliefunterschiede bemerkenswert.

In den folgenden Erläuterungen wird versucht, die Formen aus quartären Sedimenten im wesentlichen in der Reihenfolge bestimmter naturräumlicher Einheiten, nämlich der Niederrheinischen Bucht und des Niederrheinischen Tieflandes, sodann der Westfälischen Bucht und schließlich der Ems-Weser-Niederung (mit dem in der Karte berücksichtigten Teil der Niederlande) zu charakterisieren. Dünen, Löß und Moore werden dabei nur am Rande erwähnt, da sie in Lieferung 1, Doppelblatt 2, dieses Atlas bereits ausführlicher behandelt worden sind (KRAMM 1985, SERAPHIM 1985).

Wie aus der Karte 1 der Geländeformen hervorgeht, nehmen die linksrheinischen mittel- und altpleistozänen (sowie jungtertiär-pliozänen) Schotterterrassen in der Niederrheinischen Bucht und im Niederrheinischen Tiefland noch heute große Flächen ein, während die rechtsrheinischen nur in einem relativ schmalen Saum erhalten sind. Bei den als *Schotterplatten* ausgebildeten Terrassen des Rheins und anderer Flüsse (hier Maas, Rur, Erft, Sieg, Wupper, Ruhr) handelt es sich um eine Geländeform, die den Abfall des Talhanges unterbricht und den Talboden deutlich überragt. Sie ist aus der schwach geneigten, unterschiedlich breiten Terrassenfläche (Terrassenflur) und dem steileren Terrassenhang zusammengesetzt; der Übergang der Fläche in den Hang wird als Terrassenkante (Terrassentrauf) bezeichnet. Die Schotterterrassen treten an den Talhängen der Flüsse oft treppenartig übereinander auf und lassen sich dann einem *Terrassensystem* zuordnen, das die Talentwicklung kennzeichnen kann (Westermann-Lexikon der Geographie, Bd. IV, 1970, S. 559).

Man unterscheidet nach den Ursachen für die Entstehung zwischen Schotterterrassen, die glazialklimatisch oder durch Schwankungen des Meeresspiegels oder durch tektonische Hebungen und Senkungen bedingt sind (MURAWSKI 1983, S. 181). Die in erster Linie glazialklimatischen Schotterterrassen der Niederrheinischen Bucht und des Niederrheinischen Tieflandes sind auf die Anlieferung von Sedimentfracht durch Rhein und Maas sowie ihre Nebenflüsse während der Kaltzeiten des Eiszeitalters und die Eintiefung dieser Flüsse in die sedimentierten Schotter und Sande während der jeweils fol-

genden Warmzeiten (einschließlich der erdgeschichtlichen Gegenwart) zurückzuführen. Den mittel- und altpleistozänen (bis pliozänen) Flußterrassen, die als Mittel- und Haupt-(Hoch-)Terrassen bezeichnet werden, stehen die jungpleistozänen Niederterrassen gegenüber. Die zuerst genannten, die bis zur Saaleeiszeit aufgeschüttet wurden, sind im Bereich unseres Kartenblattes im allgemeinen aus gröberem Sedimenten (Kies und Geröll) als die sandig-lehmigen weichseleiszeitlichen Niederterrassen aufgebaut und deshalb sowie wegen der in einigen Bänken bereits begonnenen diagenetischen Verfestigung erosionsresistenter.

Wegen der fortschreitenden Eintiefung der Flüsse in den Warmzeiten des Pleistozäns ist der Schotterkörper jeder Kaltzeit jeweils in den nächstälteren eingelassen. Die einander entsprechenden Terrassenkanten der Hauptterrassen beiderseits des Flußtales liegen daher – bei größerem horizontalen Abstand – höher über NN als die Terrassenkanten der Mittel- und diese wieder als die Terrassenkanten der Niederterrassen. Zugleich fällt jede Terrassenfläche entsprechend der Fließrichtung des Flusses, beim Rhein also von S nach N. Da dieses Gefälle bei den älteren Terrassen größer als das heutige Gefälle des Rheins ist, tauchen sie am Niederrhein allmählich unter den jüngeren Aufschüttungen ab.

Im linksrheinischen Gebiet sind zwischen den Tälern von Niers und Rhein drei tischebene, schwach nach N von etwa 46 auf 30 m über NN abfallende Schotterplatten ausgebildet, die von PAFFEN (1963) als Kempen-Aldekerker Platten (Niersplatten) bezeichnet wurden. Hierbei handelt es sich um Geländeformen, die aus Schottern der Krefelder Mittelterrasse und einer dünnen, durch Verwitterung verlehmteten Lößdecke aufgebaut sind. Eine weitere, westlich der Niers gelegene Schotterplatte ist die Straelener Terrassenplatte, in der unter dem Lößlehm Schotter der Hauptterrasse anstehen. Diese fallen, stellenweise in Riedel zerschnitten, infolge tektonischer Störungen steil zur Maas nach Westen und treppenartig zur Niers nach Osten ab. Die komplizierten geomorphologischen Verhältnisse in diesem Gebiet wurden von THOME (1984 b, S. 49ff) näher erläutert (s. Abb. 6).

Südlich der Niersplatten wird der Löß – oberflächennah teilweise zu Lößlehm verwit-

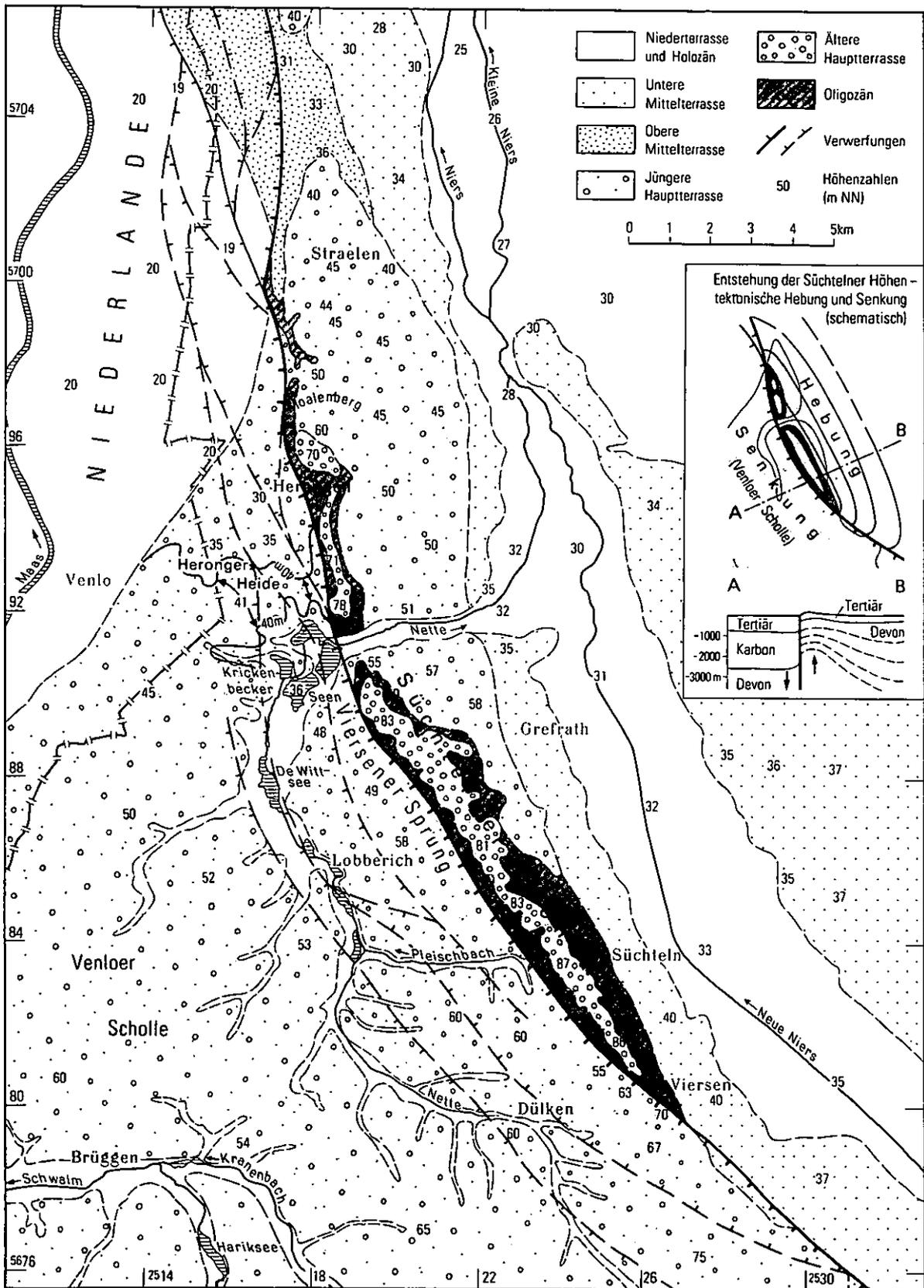


Abb. 6: Tektonik der Straelener Schotterplatte (aus THOME 1984 b, S. 50)

tert – in der Jülicher und Zülpicher Börde zu einem Faktor, der die hydrologischen Verhältnisse und damit auch die Geländeformen mitbestimmt. Vorherrschend sind hier *Lößplatten* und *Lößriedel*. Die Zerriedelung geht von den Rändern der Flußtäler, aber auch von den Stufen aus, mit denen die Haupt- zu den Mittelterrassen abfallen. Sie ist aber auch eine Folge der bis in die Gegenwart fortdauernden tektonischen Unruhe in der Niederrheinischen Bucht, durch die die Terrassenschotter in Horst- und Grabenschollen zerlegt worden sind. Große Mächtigkeit des porösen Lösses (in der Jülicher Börde bis zu 20 m) und geringe Niederschläge wirken sich darin aus, daß die Lößriedel breit und flach sind und die Hohlformen zwischen ihnen oft Trockentäler darstellen. Große Teile der Landschaft sind aber – besonders in der Ville – durch den Abbau tertiärer Braunkohle bereits derart verändert, daß die ursprünglichen Geländeformen gegenüber den anthropogenen in den Hintergrund treten (s. Kap. 3.5).

Im rechtsrheinischen Gebiet ist die aus Mittel- und Hauptterrassenschottern des Altrheins aufgebaute Bergische Heideterrasse (Bergische Sandterrassen) zu erwähnen, die sich bei Wahn se Köln mit einer etwa 10 m hohen Steilstufe gegenüber der Niederterrasse absetzt. Die Heideterrasse erstreckt sich als Schotterplatte – zum Teil mit Sand- oder Lößbedeckung und zerriedelt – über etwa 80 km von Siegburg bis Duisburg. Der Terrassenkörper enthält sandige und teilweise auch tonige Flußsedimente. Der häufigen Flugsand- und Lößbedeckung stehen Flächen gegenüber, in denen nach Abtragung des Quartärs das Gestein des Grundgebirges (Devon) oder des Deckgebirges (Tertiär) fensterartig freigelegt worden ist. Das dadurch bedingte Kleinmosaik der verschiedenen geologischen Systeme (Formationen) und Serien kann im Rahmen der **Karte 1** nicht im einzelnen berücksichtigt werden. Ebensowenig ist es möglich, auf die Reste einer pliozänen (jungtertiären) und weiterer altpleistozäner Schotterterrassen einzugehen, die noch weiter östlich auf dem Grundgebirge nachgewiesen wurden (vgl. THOME 1980, S. 44ff). Die wichtigsten Teilstücke der Bergischen Heideterrasse sind von S nach N die Lohmarer, die Altenrather und die Wahner Heideterrasse (GLÄSSER 1978, S. 27ff) sowie unterhalb Leverkusen die Hildener und Lintorfer Terrassen. Auf die Gliederung der Mittelterrasse in einen

oberen (d. h. älteren) und einen unteren (d. h. jüngeren) Terrassenkörper kann hier nicht eingegangen werden. Die Terrassenfläche der Hauptterrasse liegt bei etwa 100 m über NN, die der Mittelterrassen variiert infolge unterschiedlicher Abtragung beträchtlich, wozu aber auch tektonische Bewegungen beigetragen haben. Die auf den Hilden-Lintorfer Mittelterrassen liegenden 1 bis 2 m mächtigen Sande sind stellenweise zu Dünen aufgeweht (Näheres bei SCHÜTTLER 1963, S. 24ff).

Weiter rheinabwärts zwischen Oberhausen und der niederländischen Grenze wird die hier über 15 km breite rechtsrheinische Schotterplatte der Hauptterrasse zwischen unterer Emscher und unterer Lippe durch die Königshardter, zwischen Lippe und Bocholter Aa durch die Brünen-Freudenberger und nördlich der Bocholter Aa durch die Vardingholter Hauptterrassenplatte vertreten. Die Terrassenfläche sinkt dabei von 80 m über NN nördlich der Emscher bei Bottrop auf etwa 40 m n Bocholt. Mit der Öffnung der Niederrheinischen Bucht in das Niederrheinische Tiefland verlieren die älteren Terrassen des Rheins an Bedeutung zugunsten von Geländeformen, die aus der jungpleistozänen Niederterrasse, Rinnen in derselben, Altarmen des Rheins sowie den Stauchwällen und Sander-Schwemmkegeln des Inlandeis der Saaleeiszeit hervorgegangen sind.

Die bei Düsseldorf 12 km, weiter flußabwärts bis 25 km breite, schwach nach N abgedachte, hochwasserfreie *Niederterrasse* erhebt sich 3 bis 7 m über die 3 bis 6 km breite *Aue* des Rheins. Sie wird ihrerseits noch von Rinnen durchzogen, die in den sandigen bis kiesigen Terrassenkörper 2 bis 3 m tief eingelassen sind. Durch diese bis 200 m breiten und grundwassernahen Niederungen, *Kendel* genannt, wird die Niederterrasse in zahlreiche niedrige Platten, die *Donken*, zerlegt. Ähnlich ist auch die Niederterrasse der unteren Niers gestaltet. Entsprechend unterscheidet man zwischen dem Moerser Donkenland und dem Kevelaerer Donkenland. Die Entstehung der Kendelniederungen im Donkenland wird von THOME (1984 a, S. 24) hauptsächlich einem „sehr gleichmäßigen Abfluß, wie ihn nur Grundwasserquellen liefern“, zugeschrieben. Die Rinnen „waren in der Übergangszeit vom Spätglazial zum Boreal Grundwasserabflüsse aus der Niederterrasse“ (Spätglazial: letzter Abschnitt der Weichsel-eiszeit; Boreal: warmer Klimaabschnitt vor

etwa 8000 Jahren). Im Gegensatz dazu führt SCHLIMM (1984, S. 57ff) Gründe dafür an, daß an der Entstehung bestimmter Rinnen sowohl im Moerser als auch im Kevelaerer Donkenland auch der Altrhein nicht nur bei Hoch-, sondern auch bei Mittelwasser beteiligt gewesen ist. Die in Karte 1 angedeuteten größeren der zahlreichen Kendelniederungen sind in der Grundfarbe der Hochflutbetten wiedergegeben.

Die auffälligsten Geländeformen des Niederrheinischen Tieflandes sind die *glaziären Stauchwälle* des Drenthe-Stadiums der Saaleeiszeit. Der Gletscherlobus des Inlandeis, der von NE bis E in das von Schotterterrassen flankierte Rheintal eindrang, fand dort reichlich Lockermaterial vor, das er westlich des heutigen Flußlaufes zu Stauchmoränenwällen zusammenschob (THOME 1959). Große Teile derselben wurden durch den Rhein seitdem wieder fortgeräumt. Die am besten erhaltenen, zumeist von Niederterrassenschottern eingefassten Stauchwälle sind der Schaephuysener Höhenzug, der sich östlich an die Aldekerker Schotterplatte anlehnt, der Ostrand der Bönninghardt zwischen Wesel und Geldern, der sich bis zu 35 m über die Niederterrasse erhebt, die Hees s Xanten (Wolfsberg 75 m über NN), der Balberger Rücken w Xanten und die Pfalzdorfer Höhen w Kalkar. An die Stauchwälle schließen sich schwach geneigte Flächen aus Schmelzwassersanden, die *Sander*, an. Sander werden z. B. im Westen des Schaephuysener Höhenzuges, im Südwestteil der Bönninghardt, südöstlich der Hees bei Birten und an der West- und Südwestseite des Balberger Rückens beobachtet.

In der Westfälischen Bucht, wohin nur ein schwächerer Teilstrom des Inlandeis gelangte, der auf die vergleichsweise unbedeutenden Sedimente der Ems und Lippe stieß, kam es nicht zur Bildung typischer glaziärer Stauchwälle. Einzig der lokal von Stauchungsstrukturen durchsetzte, im ganzen nach den Untersuchungen von SKUPIN (1983) wohl nur eine Grundmoränenplatte darstellende Delbrücker Rücken erinnert auch aufgrund seiner auf die Eisschubrichtung geöffneten Bogenform an einen glaziären Stauchwall. Größere flache *Grundmoränenplatten*, die den Abdachungsflächen des Deckgebirges aufliegen, sind vor allem im westlichen Teil der Westfälischen Bucht vorhanden.

Da das Inlandeis der Saaleeiszeit in die Westfälische Bucht von NW eingedrungen ist (SERAPHIM 1979) und im Anstieg zu den Rändern der Bucht abgebremst wurde, erfolgte eine Überformung des aufgeschürften lokalen Untergrundes und des vom Eise mitgebrachten Geschiebemergels zwischen der Senne und Versmold zu gleichgerichteten Geländerücken von der Art der *Drumlins* (SERAPHIM 1973). Demgegenüber verdankt die Senne ihre Entstehung vorwiegend einer Schüttung von Schmelzwassersanden durch Pässe im Teutoburger und Lippischen Wald (Dörenschlucht u. a.). Die Senne wird in ihrem flachen südlichen und unteren Teil als von *Dünen* besetzter *Sander* und in ihrem steileren gebirgsnahen und dünenfreien Abschnitt nordwestlich der Dörenschlucht als *Kameterrasse* gedeutet (SERAPHIM 1979 b).

Frühe Aufmerksamkeit hat außer der Senne vor allem ein morphologisch nur wenig auffälliger, durch den Abbau von Kies und Sand aber wirtschaftlich bedeutender und gut aufgeschlossener Landrücken auf sich gezogen, der sich durch die Westfälische Bucht von Haddorf w Rheine in südöstlicher Richtung über Münster bis Ennigerloh am Rande der Beckumer Berge über eine Länge von fast 80 km erstreckt. Im Gegensatz zu der ursprünglichen Deutung als Endmoräne eines von NE über den Teutoburger Wald vorgedrungenen Gletschers wird dieser Münsterländer Kiessandzug heute als glazifluviale Bildung verstanden, die teilweise ein *Os* (durch Schmelzwasser in Höhlen und Spalten des Inlandeis von fließendem Wasser als Rücken abgelagertes gröberes Material) und teilweise ein *Kame* (über und in Toteis in Stillwasser abgelagertes feineres Material) darstellt (vgl. SERAPHIM 1979 a, S. 45).

In Karte 1 mit anderen jungpleistozänen Bildungen zusammengefaßt wurden die *Uferwälle* an Niederrhein, Lippe, Ems u. a., bei denen es sich zumeist um niedrige (bei Elte an der Ems z. B. 1 bis 2 m über der Niederterrasse), aber bis 2 km breite Vollformen handelt, die bei Hochwasser entstanden sind. Die Bildung der Uferwälle reicht bis in das Spätglazial der Weichseleiszeit zurück. Zur Sedimentation ihrer kreuzgeschichteten Sande kam es, „wenn das Wasser über die Ufer der damaligen Stromrinne trat und flächenhaft verbreitert dahinflöß. Dabei erlahmte am Rande der Flußrinne die Transportkraft des Wassers, und die im Wasser

mitgeführten Sande lagerten sich als flach nach den Seiten abfallende Uferwälle ab“ (THIERMANN 1970, S. 61). Die in der Karte längs der sandführenden Flüsse auf den Niederterrassen dargestellten *Dünenfelder* haben sich zum Teil als Auswehungen aus den Uferwällen entwickelt.

Die Geländeformen der Ems-Weser-Niederung sind, abgesehen von den Durchragungen des Deckgebirges, die bereits erläutert wurden, Bildungen des Eiszeitalters und der jüngsten erdgeschichtlichen Vergangenheit, des Holozäns.

Bevor das saalezeitliche Inlandeis den Nordrand der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle erreichte, schob es während der Rehburger Phase, die nach der Stadt Rehburg am Steinhuder Meer benannt wurde, ein stellenweise tiefgestaffeltes System *glaziärer Stauchwälle* auf. Diese haben sich, obwohl sie anschließend vom weiter nach S vordringenden Inlandeis noch überfahren wurden, bis heute als morphologisch auffälliges Bündel von Endmoränen mit Höhen bis 146 m über NN (Dammer Berge) erhalten. Die Geländeformen der Rehburger Phase lassen sich quer durch das gesamte Kartenblatt verfolgen. Sie sind im Hollerberg (59 m über NN) und Haarberg (75 m) w Almelo in den Niederlanden, in einem Stauchschuppenschwamm nw Nordhorn und bei Oldenzaal, in Stauchwällen westlich der Ems bei Lohne und Emsbüren, im Windmühlenberg (91 m) nw Freren, in den Fürstenaue und Ankumer Bergen w Bersenbrück (bis 140 m), in den Dammer Bergen westlich des Dümmer (Signalberg 146 m), im Kellenberg e Diepholz (77 m), in den Endmoränenrücken beiderseits der unteren Großen Aue und schließlich n Rehburg in den Mardorfer, Schnerener und Husumer Bergen vertreten. Weiter östlich finden sie außerhalb des Kartenblattes n Hannover und Braunschweig ihre Fortsetzung.

Den genannten Endmoränen-Stauchwällen sind vor allem im Süden *Sanderflächen* vorgelagert, die häufig in *vermoorte Niederungen* übergehen. In dieser Zone liegen die beiden größten Seen Niedersachsens, der Dümmer und das Steinhuder Meer. Der 16 Quadratkilometer große, aber durchschnittlich nur 1,2 m tiefe Dümmer (KELLER 1979, S. 9) ist der letzte Rest eines ursprünglich mehr als 80 Quadratkilometer großen Beckens. Nach anderen Deutungsversuchen (Moorbrand, tek-

tonische Senke, Subrosionsenke, Ausblaugungswanne) wird in neuerer Zeit von KÜHNVELTEN u. MICHEL (1986, S. 80ff) im Anschluß an DAHMS (1974) die Auffassung vertreten, daß sich die erdgeschichtlichen Befunde am leichtesten mit der Annahme in Einklang bringen lassen, daß das Becken und in ihm der See eine Folge des Abtauens von Eisresten ist, sei es Toteis der Saaleeiszeit oder Bodeneis der Weichseleiszeit. Bodeneis entsteht in dafür geeigneten feinkörnigen Lockersedimenten unter den Bedingungen des kaltzeitlichen Dauerfrostes, wobei „Linsen oder Schichten reinen oder unreinen Eises auftreten, die ein Mehrfaches des Volumens des Sedimentes ausmachen können. Schmilzt dieses Eis . . ., so sackt die Oberfläche nach und es entsteht ein See . . .“ (MERKT 1979, S. 57). Die Bildung von Hohlformen auf dieser Grundlage wird als *Thermokarst* bezeichnet.

Auch das Steinhuder Meer mit seiner Umgebung stellt den Rest eines flachen Beckens dar, das sich wohl vorwiegend aufgrund von Thermokarst in Sedimenten in einem älteren Rinnensystem entwickelt hat; doch scheinen im Untergrund vorhandene Salzstrukturen ebenfalls eine Rolle zu spielen (KELLER 1979, S. 10). Der mit 30 Quadratkilometern Wasserfläche größte Binnensee Nordwestdeutschlands ist durchschnittlich nur 1,4 m tief; das Wasservolumen beträgt 48 Mill. Kubikmeter (KELLER 1979, S. 9). Die Beckenfüllung besteht vor allem aus weichseleiszeitlichen, rund 20 m mächtigen Flußsand- und -kiesen der Leine sowie Torflagen im Bereich der das Steinhuder Meer randlich umgebenden Nieder- und Hochmoore (Totes Moor, Meerbruch u. a.).

Die nördlich der Stauchwälle der Rehburger Phase gelegenen Teile der Nordwestdeutschen Tiefebene, die durch lehmige bis sandige *Grundmoränenplatten* sowie sandige und vermoorte *Beckenfüllungen* und *Niederterrassen* der Flüsse geprägt sind, werden, im Unterschied zur fruchtbaren Marsch, die von der Karte nicht mehr erfaßt ist, als *Geest* bezeichnet. Die teilweise bereits naturbedingte Unfruchtbarkeit der Geest (vom niederdeutschen „gest“ oder „güst“, d. h. trocken, rissig, unfruchtbar) beruht nicht zuletzt auf den durch das Klima ausgelösten chemisch-physikalischen Prozessen der Podsolierung und Pseudovergleyung, die zur Verdichtung und mineralischen Verarmung bestimmter Bo-

denhorizonte und damit zu stark eingeschränkten Lebensbedingungen der für die Bodenfruchtbarkeit notwendigen Mikroorganismen geführt haben. Durch die Auswehung von Sand und seine Anhäufung in *Dünen* ist das Relief der Geestplatten stellenweise recht abwechslungsreich. In der Nähe älterer Siedlungskerne tragen zur Vielgestaltigkeit auch die flachen Rücken der *Plaggenesche* bei. Bei diesen handelt es sich um Acker, die durch Düngung mit Heidehumus aus den Viehställen im Verlauf von Jahrhunderten um 1 bis 2 Meter gegenüber den Entnahmeflächen der Heideplaggen erhöht wurden. Diese Beträge erscheinen zwar gering, sind aber in der von Natur reliefarmen Landschaft optisch bedeutsam. Gemäß der Naturräumlichen Gliederung Deutschlands 1:200 000 wird regional zwischen den *Geestplatten* der Sögeler Geest, Cloppenburgener Geest, Delmenhorster Geest, Syker Geest und Achim-Verdener Geest unterschieden (MEISEL 1959 a, 1959 b). Auf niederländischer Seite schließen sich westlich des dort fast restlos kultivierten Bourtanger Moores weitere Geestplatten an.

In den erwähnten Geestlandschaften weichen der Hümmling in der Sögeler Geest und der Hondsrug in den Provinzen Drente und Groningen mit ihren Geländeformen vom durchschnittlichen Landschaftsbild ab.

Der Hümmling, eine Grundmoränenplatte der Rehburger Phase der Saaleeiszeit, umfaßt etwa 800 Quadratkilometer und ist eine der urtümlichsten Landschaften Niedersachsens. „Er gliedert sich in vier NE-SW, d. h. in der Schubrichtung des Inlandeises streichende, schwach gewölbte parallele Höhenrücken aus Sand, Kies und Geschiebelehm, die einige Kilometer breit und 30 bis 40 km lang sind und deren westlichster im Windberg bei Werpeloh (nördl. Sögel) 73 m ü. M. erreicht. Die zwischen den Rücken eingeschalteten breiten, feuchten, z. T. noch von Mooren bedeckten Wiesensenken entwässern nach SW und NE zur Hase bzw. Leda. Spätglaziale Dünen an ihrem Rande sind teilweise noch heute als Flugsande in Bewegung... Einige kleine Seen („Meere“ oder „Poele“) stehen auf undurchlässigem Untergrund oder mit dem Grundwasserspiegel in Verbindung. Viele kleine Wasserläufe („Sichter“, „Beeke“) winden sich mit minimalem Gefälle zu den die Niederungen entwässernden „Radden“ (Westermann-Lexikon d. Geographie, Bd. II, 1969, S. 468f).

Der Hondsrug ist ein geradlinig über 50 km NNW-SSE streichender Rücken (rug = Rücken), richtiger jedoch ein nach ENE zur Hunze-Niederung ziemlich steil abfallender Hang, mit dem eine aus WNW allmählich ansteigende schiefe Ebene aus Grundmoräne und Flugdecksanden plötzlich abbricht. Der Anstieg dieser Ebene beträgt vom Meeresspiegelniveau auf 50 km Distanz bis zum höchsten Punkt bei Emmen maximal 32 m. Sie wird von SCHUDEBEURS (1990) als Drentse Plateau bezeichnet.

Die bis zu 20 m unterhalb der oberen Hangkante des Hondsrug liegende Niederung der Hunze wird von RUEGG (1983, S. 380) als „icemarginal valley“, also *Eisrandtal* (auch Urstromtal) während eines bestimmten Abschnitts der Saaleeiszeit aufgefaßt, was auch für die Niederung nördlich der unteren Vecht(e) gilt. Der Hondsrug selbst war in seiner Entstehung lange Zeit umstritten. Sein Sockel besteht aus kiesigem Sand der Elbe und anderer mitteldeutscher Flüsse (EDEL-MANN u. MAARLEVELD 1958, S. 646) und könnte aus dieser Sicht als mittel- oder altpleistozäne Flußterrasse (Terrassenkörper eines durch das Inlandeis nach S und W abgedrängten Flußsystems) aufgefaßt werden. Da das Inlandeis auf seinem Weg nach SW (bis in die Gegend von Amersfoort) auf diese Flußschotter stieß, hinterließ es in ihnen an einigen Stellen Stauchungen, die zu der Überlegung geführt haben, ob man den Hondsrug nicht eher als Stauchmoränenzug auffassen müsse. Auf diese Interpretation trifft man z. B. in MEYERS „Kontinente und Meere“ (Bd. 2, 1972), während EDELMANN u. MAARLEVELD (1958, S. 651) nur von einer „glazialen Störungszone“ sprechen. Da das „Drentse Plateau“ jedoch nahezu geschlossen von der Grundmoräne der Saaleeiszeit bedeckt ist, so daß sich die Stauchungen des Terrassenkörpers in den Geländeformen – im Gegensatz etwa zu den Stauchwällen des Rehburger Stadiums – nicht auswirken, hat Verfasser den Hondsrug mit dem Drentse Plateau in der Karte der Geländeformen als Grundmoränenplatte dargestellt. Für den auffällig geradlinigen Verlauf des langen östlichen Steilhangs haben Untersuchungen zur Schubrichtung des Inlandeises durch VAN DEN BERG u. BEETS (1987) eine Begründung erbracht. Danach ist zwischen einem älteren Eisstrom aus etwa nordöstlicher Richtung, der die Stauchungen verursacht und die

Grundmoränenplatte hinterlassen hat, und einem jüngeren Eisstrom zu unterscheiden, der aus NNW vorgedrungen ist: „De laatste ijsstroom zou de ruggen van het Hondsrug-complex gevormd hebben“ (SCHUDEBEURS 1990, S. 123).

### 3.5 ANTHROPOGEN GEFORMTE LANDSCHAFTEN

Die Nutzung der Landschaft durch den Menschen hat im Bereich der **Karte 1** und darüber hinaus zu nachhaltigen Veränderungen im Landschaftsbild geführt. Diese betreffen nicht nur die Vegetation, wo an die Stelle einer fast geschlossenen Bedeckung der Geländeformen mit verschiedenen Laubwaldgesellschaften Äcker, Wiesen, Weiden, Forsten sowie Siedlungs-, Gewerbe- und Industrieflächen getreten sind. Sie betreffen auch die Geländeformen selbst, sei es, daß diese für eine wirtschaftliche Nutzung durch Begradigung (Fließgewässer), Planierung (Dünen) und Terrassierung (Berghänge) hergerichtet oder durch den Abbau von Bodenschätzen so grundlegend umgestaltet wurden, daß ihre ursprüngliche Beschaffenheit nur noch mit Hilfe älterer Kartenwerke rekonstruiert werden kann.

Ein extremes Beispiel, das deshalb in der **Karte 1** mit einer eigenen Signatur Berücksichtigung gefunden hat, ist der *Braunkohlentagebau* in der Niederrheinischen Bucht. Der Abbau der tertiären (miozänen) Braunkohlenflöze hat ein völlig neues Landschaftsbild geschaffen. Hierzu trug nicht nur die Entnahme der Kohle, sondern auch die Entfernung ihrer Deckschichten bei, die aus Terrassenschottern des Rheins und der Maas sowie Löß bestehen. Deren Mächtigkeit wächst von etwa zehn Metern im Südrevier zwischen Brühl und Liblar nach NW im Nordrevier (nördlich der Bahnlinie Köln-Düren) und nach W im Bereich der Erftscholle auf ein Vielfaches an. Diese Deckschichten müssen vor dem Abbau der Kohle abgeräumt werden, um später, entsprechend den Rekultivierungsplänen, in unterschiedlicher Weise wieder eingebracht zu werden.

Im Zusammenhang mit dem Kohleabbau (Gesamtmächtigkeit der Flöze bei Brühl 10 bis 20 m, bei Quadrath-Ichendorf nw Frechen 80 bis 100 m; s. HAGER 1986, S. 19) sowie den vorausgehenden und nachfolgenden Maßnahmen entstehen künstliche Aufschüttungen, kesselartige Hohlformen mit Steil-

und Flachhängen sowie Grundwasserseen. Die Erft erhielt ein neues Flußbett. Darüber hinaus wurden nach Abschluß des Kohleabbaues Naherholungs- und Naturschutzgebiete, ausgedehnte Forsten, neue landwirtschaftliche Nutzflächen, aber auch Kippen für den natürlichen Abraum und diverse Abfälle wie Bergematerial, Bauschutt, Müll, Asche und Schlacke angelegt (Abb. 7). Die bedeutendsten Reliefunterschiede waren 1988 im Bereich der Tagebaue Hambach e Jülich zu beobachten, wo mit der Sophienhöhe (290 m über NN) ein bleibender Abraumberg entstanden ist, der 200 m über das natürliche Niveau der Landschaft und 400 m über Sohle 5 des Tagebaues, die 110 m unter NN liegt, aufragt (THIERMANN 1990, S. 54ff).

Zu erheblichen Eingriffen in die Geländeformen und damit in das Landschaftsbild, die in die Karte nicht aufgenommen werden konnten, ist es regional auch durch Halden und Bergsenkungen im Ruhrgebiet als Folge des Steinkohle-Abbaues, durch Steinbrüche der Zementindustrie in den Kreidekalken der Beckumer Berge, der Hellwegabdachung, der Paderborner Hochebene (z. T. erst durch den Landesentwicklungsplan vorgesehen) und des Teutoburger Waldes bei Lengerich (Steinbruch-Landschaften) sowie durch Eingriffe in die Kammlinie der Schichtrippen des Wiehen-/Wesergebirges infolge des Abbaues von jurassischen Sandsteinen und Kalken als Schotter gekommen.

Durch den Abbau der quarzitären Sandsteine des Piesbergs bei Osnabrück für den Gewinn von Pflastersteinen und Splitt seit mehr als 100 Jahren sind große Teile des erdgeschichtlich hochinteressanten Karbonhorstes inzwischen zerstört. Entsprechendes gilt für einige der tertiären Basaltvorkommen. Große Wunden in der Landschaft hat auch der Abbau des Sandsteins der Bückeberge, eines geschätzten Bausandsteins, hinterlassen. Nicht weniger gilt dies für die Naßabgrabungen der u. a. für die Betonherstellung wertvollen Rhein- und Weserkiese, wodurch in der Insel- und Niederterrasse dieser Flüsse eine anthropogene Seenlandschaft entstanden ist. Die rechteckigen Grundrisse der Seen stehen in einem auffälligen Kontrast zu den Altarmen der Flüsse und zu natürlichen Seen. Vergleichbare Veränderungen hat das Landschaftsbild auch durch die Anlage der zahlreichen Talsperren im Rheinisch-Westfä-

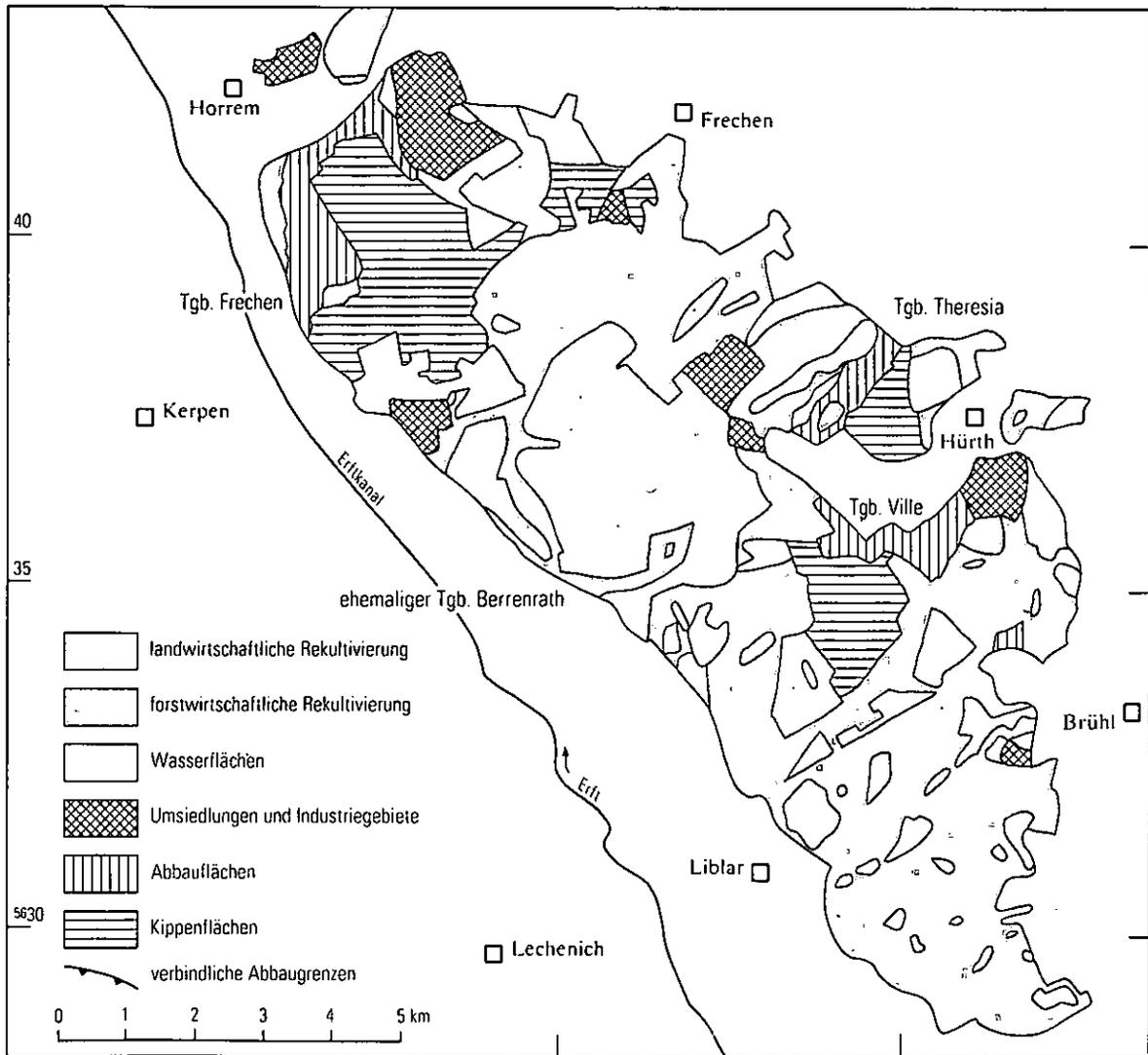


Abb. 7: Südrevier des Braunkohlentagebaues der Ville (leicht verändert. nach PAAS 1986, S. 61)

lischen Schiefergebirge erfahren. Zu erwähnen sind wegen der nachhaltigen Veränderung der Landschaftsformen auch die zahlreichen ausgedehnten und tiefen Sandgruben in den glazialen Sanden der Senne, der Halterner und der Dammer Berge sowie in den flußbegleitenden Dünen und Uferwällen der Lippe und Ems u. a.

Viele dieser Aufschlüsse haben wissenschaftlich wertvolle Einblicke in die Erdgeschichte und die Morphogenese unseres Raumes gewährt, doch sind mit ihrer Anlage zugleich auch charakteristische Beispiele für den geomorphologischen Aufbau der Landschaft verloren gegangen. Hierzu hat beigetragen, daß viele Aufschlüsse kurzfristig verfallen oder verfüllt worden sind.

#### 4. ERLÄUTERUNGEN ZUR KARTE 2.2 (FLUSSEINZUGSGEBIETE)

Flüsse 1. Ordnung münden in das Meer, hier die Nordsee. Die Nebenflüsse werden als Flüsse 2. Ordnung, deren Nebenflüsse als Flüsse 3. Ordnung etc. bezeichnet. Das Einzugsgebiet eines jeden Flusses wird gegenüber dem Einzugsgebiet benachbarter Flüsse höherer oder gleicher Rangordnung durch eine Wasserscheide begrenzt. Diese läßt sich in den topographischen Karten, soweit in ihnen die Höhenlinien (Isohypsen) verzeichnet sind, zumeist sehr genau verfolgen. Ihr Verlauf zwischen den in Karte 2.2 berücksichtigten Flüssen braucht deshalb an dieser Stelle nicht beschrieben zu werden. Allerdings ist er

im Tiefland bei flächenhafter Vernässung nicht immer exakt festzulegen. Auch können Flüsse und Bäche, die einen Schwemmkegel aufgeschüttet haben, sich in diesem verzweigen. Wenn dann ihre Arme verschiedenen Flußsystemen tributär werden, so spricht man von einer *Bifurkation*. So entwässert z. B. der Krollbach im Ostmünsterland nach dem Eintritt von der Oberen in die Untere Senne hauptsächlich zur Lippe, mit einem seiner Arme jedoch zur Ems. Ähnliches gilt für die Hase, die sich w Melle in einer jungpleistozänen Muldenfüllung einerseits der Ems, andererseits aber mit der Else über die Werre der Weser zuwendet.

Ein Anlaß zur Kritik an der Karte könnte sich aus einigen Vereinfachungen ergeben, die um der Übersichtlichkeit willen vorgenommen werden mußten. So sind beispielsweise die Einzugsgebiete von Vecht(e) und Ijssel, d. h. zwei Flüssen, die in das gegen die Nordsee abgedämmte Ijsselmeer münden, das seinerseits durch Schleusen in das offene Meer entwässert, als Flußeinzugsgebiet 1. Ordnung zusammengefaßt worden. Ursprünglich handelte es sich zumindest bei der Vecht(e) um einen Fluß 1. Ordnung, während sich für die Ijssel, einen dem Ijsselmeer zufließenden Mündungsarm des Rheins, in den zudem die bei Borken entspringende Isel (in den Niederlanden Oude Ijssel) mündet, wie bei allen Mündungsarmen die Frage stellt, wie sie im Rahmen der genannten Ordnungskategorien zu behandeln ist.

Weiterhin konnten unter den Flüssen 2. Ordnung in der Karte nur wenige als solche auch ausgewiesen werden. Zu diesen gehören z. B. als linke Nebenflüsse der Weser im Bereich der Mittelgebirgsschwelle Werre, Emmer und Diemel, während die aufgrund des Ordnungsprinzips gleichrangigen Kalle, Exter, Humme und Bever nicht berücksichtigt und zum Teil nicht einmal in die Karte aufgenommen werden konnten. Hier mußte mit Rücksicht auf den Maßstab der Karte auch die Größenordnung der Flüsse als Gesichtspunkt eingebracht werden. Dabei bleibt zunächst wieder offen, ob die Größe eines Flusses durch seine Länge, die Fläche seines Einzugsgebietes oder seine Wasserführung definiert werden sollte.

Überlegungen dieser Art führen zu einer weiteren Fragestellung, nämlich jener nach dem Prinzip der Namengebung der Flüsse und Bäche. Der bekannte Grundsatz, Flüsse

nach ihrem längsten Quellarm zu benennen, hatte in unserem Raum von vornherein keine Chance, realisiert zu werden, da die Fließgewässer zu dem Zeitpunkt, als man mit wissenschaftlichen Methoden zu messen und zu kartieren begann, längst über einen geläufigen eigenen Namen verfügten. Dieser entsprach und entspricht aber durchaus nicht immer dem Namen des längsten Quellarms. Andernfalls müßte die Lippe unterhalb des Zuflusses der Alme nach dieser benannt werden, die Ems nach dem Furlbach, die Werre nach der Bega, die Diemel nach der Hoppecke etc. Ebenso wenig sind die Flußnamen konsequent nach dem wasserreichsten Fluß innerhalb eines Systems von Fließgewässern gewählt worden. In manchen Fällen tragen die Flüsse nach dem Zusammenfluß zweier größerer Quellflüsse mit eigenem Namen eine von diesen abweichende Bezeichnung. Ein Beispiel dafür ist die Weser unterhalb des Zusammenflusses von Werra und Fulda bei Münden (wobei die Wörter „Weser“ und „Werra“ allerdings eine gemeinsame sprachgeschichtliche Wurzel haben: Visarius).

Die Teilabschnitte der größeren Flüsse werden häufig unter dem Gesichtspunkt des Gefälles, der Schiffbarkeit, des Gezeiteneinflusses u. a. in Ober-, Mittel- und Unterlauf eingeteilt. Bei der Weser beträgt das durchschnittliche natürliche Gefälle im Oberlauf, d. h. innerhalb der Mittelgebirgsschwelle von Münden bis zur Porta Westfalica, 1 m auf 1580 m Flußstrecke, während sich dieser Wert im Mittellauf bis zur Mündung der Aller zunächst auf 1:4250 und dann im von der Weser benutzten Breslau-Bremer Urstromtal (vgl. LIEDTKE 1976, Abb. 7) bis Bremen auf 1:10 800 verringert (SCHIRMER b. KELLER 1979, S. 43f). Als Unterweser bezeichnet man den bereits unter Gezeiteneinfluß stehenden Abschnitt zwischen Bremen und Bremerhaven, wo der Fluß in die Trichtermündung der Außenweser übergeht. Bei der Ems wird als Oberlauf der Flußabschnitt von der Quelle bis zur Kreidekalk-Schwelle bei Rheine, als Mittellauf der Flußabschnitt von hier bis Meppen und als Unterlauf der Flußabschnitt von Meppen bis Emden bezeichnet (SCHIRMER b. KELLER 1979, S. 41).

Da es sich bei den Flußeinzugsgebieten um naturbedingte Raumeinheiten handelt, liegt der Gedanke nahe, an sie auch die naturräumliche Gliederung anzulehnen. Wie ein Blick auf die **Karten 2.1** und **2.2** zeigt, ist dies

jedoch nicht üblich. Maßgeblich sind die zum Teil erheblichen Unterschiede hinsichtlich der Höhenlage über NN und der Klimabedingungen, die innerhalb ein und desselben Flußeinzugsgebietes herrschen können. Deshalb werden z. B. in dem Naturraum der Westfälischen Bucht Teile der Einzugsgebiete von Rhein, Ijsselmeer und Ems zusammengefaßt, während sich das Einzugsgebiet der Ems nicht nur über Teile der Westfälischen Bucht, sondern auch solche der Westfälisch-Niedersächsischen Mittelgebirgsschwelle und der Ems-Weser-Niederung erstreckt.

Dagegen kann die Kenntnis der Flußeinzugsgebiete und Wasserscheiden für die Verfolgung anderer Fragestellungen fruchtbar sein. Hierzu zählen z. B. solche der Wasserbewirtschaftung, des Verlaufs alter Fernverkehrswege und der historischen Grenzziehung von Territorien. Unter ihnen soll im folgenden der *verkehrsgeographische Aspekt* kurz beleuchtet werden.

Flüsse wie auch Wasserscheiden haben für den Menschen sowohl eine trennende wie eine verbindende Funktion. In ihrem Naturzustand sind Flüsse trennende Elemente in der Landschaft. Soweit überhaupt eine Nutzung als Verkehrsweg möglich ist, bedeuten die begleitenden sumpfigen Auenwälder sowie Untiefen, zahlreiche Verzweigungen und weitschwingende Pendelbewegungen (Mäander) des Flusses eine Erschwernis des Zugangs zum Fluß und eine Gefährdung und Zeitverluste für den Verkehr auf dem Fluß. Deshalb haben in früheren Jahrhunderten nicht die Tal-, sondern die Höhenwege eine vorrangige Bedeutung gehabt. Viele alte Fernverkehrswege folgen vorzugsweise den Wasserscheiden, die im Bergland über Kämmen und Hochflächen und im Tief- und Hügelland über flache Geländerrücken verlaufen. Beispiele für frühe Wasserscheidenstraßen im Osten Westfalens sind

- der *Haarweg* auf dem Haarstrang zwischen Ruhr/Möhne und Lippe,
- der *Eggenweg* zwischen Alme (Lippe) und Nethe/Emmer (Weser) und
- der *Alte Hellweg* zwischen Alme und Lippe. Dieser Weg „gilt in Verbindung mit dem Haarweg als die älteste Verbindung zwischen dem Westen und dem Raum Paderborn. Er ist das Musterbeispiel einer Wasserscheidenstraße“ (KOCH 1977, S. 24).

Die neuere Entwicklung ist durch den Bedarf an geradlinig verlaufenden Hauptver-

kehrswegen gekennzeichnet, die Zeit einsparen. Hohe Anforderungen an die Geschwindigkeit lassen zudem nur geringe Gefälle bzw. Steigungswerte zu. An die Stelle von Straßen, die im Bergland mit zahlreichen Serpentin-Tälern überwinden, sind hohe Brücken und tiefe Einschnitte in die Höhenzüge getreten. Da die zuletzt genannten auch durch ebene Tunneltrassen ersetzt werden können, die zudem das Landschaftsbild weniger beeinträchtigen, wird in der Planung nicht nur von Straßen-, sondern auch von Bundesbahntrassen zunehmend auch dieser Weg beschritten (u. a. Neuplanung der B 61 bei Porta Westfalica und IC-Planung der Strecke Dortmund-Kassel durch das Eggegebirge).

Wo die Überwindung eines Wasserlaufes unvermeidbar war, erfolgte in früheren Jahrhunderten der Übergang über kleinere Flüsse und Bäche an Furten, über größere Flüsse aber an solchen Stellen, wo ein festes Ufer (Niederterrasse, Gestein) den unmittelbaren Zugang zum Fluß und die Anlandung von Schiffen, Booten oder Flößen erlaubte.

Mit der Begradigung der größeren Flüsse (z. B. Durchstich von Mäandern) erfolgte eine Zunahme der Fließgeschwindigkeit und damit eine Tieferlegung der Flußrinne, während die untergeordneten Seitenarme trockenfielen oder zu Totarmen verkümmerten, die nur noch zu Hochwasserzeiten vom Fluß angenommen wurden. Dazu trug und trägt auch die Vertiefung der Flußrinne durch Bagger bei, wodurch zugleich die Flußschifffahrt begünstigt wird. Flußparallele Deiche und die Anlage von regulierbaren Seitenkanälen (u. a. Twente-Kanal an der Berkel, Weser-Datteln-Kanal und Datteln-Hamm-Kanal an der Lippe, Rhein-Herne-Kanal an der Emmer, Dortmund-Ems-Kanal am Talrand von Stever, Werse und Ems) machten die zuvor schwer zugänglichen Flußtäler auch für die Ansiedlung von Industrie attraktiv. Die beiderseits des Rheines auf der Niederterrasse angelegten alten Siedlungen wuchsen zu bedeutenden Städten heran, die durch den Fluß sowie durch Bahnlinien, Bundesstraßen und Autobahnen miteinander verbunden sind. Die heute funktional eher verbindende als trennende Rolle des Rheines drückt sich in dem vornehmlich wirtschaftlich gemeinten Begriff der „Rheinschiene“ aus. Zu ihrer Entwicklung hat wesentlich auch die Nähe des Ruhrgebietes beigetragen, welche die Be-

gegnung von Erz und Steinkohle ermöglichte.

Bei Ems und Weser, ebenfalls Flüssen 1. Ordnung, hat eine vergleichbare Entwicklung des Verkehrs und der Ansiedlung von Industrie wegen ihrer geringeren Breite und Wasserführung, des weitaus geringeren Hinterlandes und der fehlenden Rohstoffbasis Kohle nicht stattgefunden. Für den Frachtgutverkehr der Binnenschifffahrt ist jedoch nördlich der Mittelgebirgsschwelle der Mittelland-Kanal bedeutsam, welcher zwischen Ems, Weser, Aller und Elbe n Magdeburg vermittelt. Für seine Anlage wurde weitgehend die Subrosionsmulde nördlich des Wiehengebirges (s. Karte 1) genutzt. Der Dortmund-Ems-Kanal überwindet die Wasserscheide zwischen Stever (Lippe) und Werse (Ems) an ihrer niedrigsten Stelle s Münster.

#### 5. ERLÄUTERUNGEN ZUR KARTE 2.3 (HÖHENPROFILE)

Vor dem Verständnis für die Ursachen von geographischen Fakten steht, was heute manchmal in Vergessenheit zu geraten droht, die Aneignung von soliden Kenntnissen aus dem weiten Feld der Topographie, d. h. der Lage und Größenordnung u. a. von Flüssen, Seen, Bergen und Städten auf der Grundlage der verschiedenen Lehr- und Lernmittel. Die folgenden Ausführungen befassen sich in aller Kürze mit dem Hilfsmittel des Höhenprofils, das der Vermittlung bzw. Aneignung anschaulicher Vorstellungen vom Relief dienen soll (vgl. SERAPHIM 1985 a).

Höhenprofile werden nicht aus geomorphologischen, sondern aus Isohypsenkarten

abgeleitet. Sie stellen Querschnitte durch Landschaften oder Teile von solchen dar. Ihre Aussagekraft ist um so größer, je besser es gelingt, in ihnen typische Züge der erfaßten Landschaften wiederzugeben. Dafür ist es manchmal zweckmäßig, Profillinien zu wählen, innerhalb deren Richtungsänderungen in Kauf genommen werden. Dieses Verfahren, das auch bei geologischen Profilen üblich ist, bleibt solange legitim, wie die Generalrichtung nur unwesentlich verlassen wird. Beispiele für Richtungsänderungen finden sich auch in den abgebildeten Profilen der Karte 2.3. Der Knick im Profil A-C bei B wurde von MÜLLER-WILLE, der die Profile entworfen hat, eingeplant, um den Schnitt so legen zu können, daß auch das Eggegebirge, die Brakeler Hochflächen (Oberwälder Land), das Wesertal und der Solling noch an charakteristischen Stellen erfaßt wurden. Beim N-S-Höhenprofil D-I ging es demgegenüber darum, westlich der zunächst eingeschlagenen Profilrichtung auch noch die Baumberge und östlich dieser Richtung die höchsten Teile des Süderberglandes in das Profil einzubeziehen.

Abgesehen von der Zweckmäßigkeit des Linienvlaufes, über die man stets diskutieren kann, ist es bei der Anfertigung eines Höhenprofils wichtig, den Vertikalmaßstab und den Horizontalmaßstab aufeinander abzustimmen. Profile mit langen Grundlinien – beim Profil A-C handelt es sich um rund 250 km – erfordern einen kleinen, solche mit kurzen Grundlinien ermöglichen einen größeren Vertikalmaßstab. Dieser beträgt in Karte 2.3 bei einem Horizontalmaßstab von

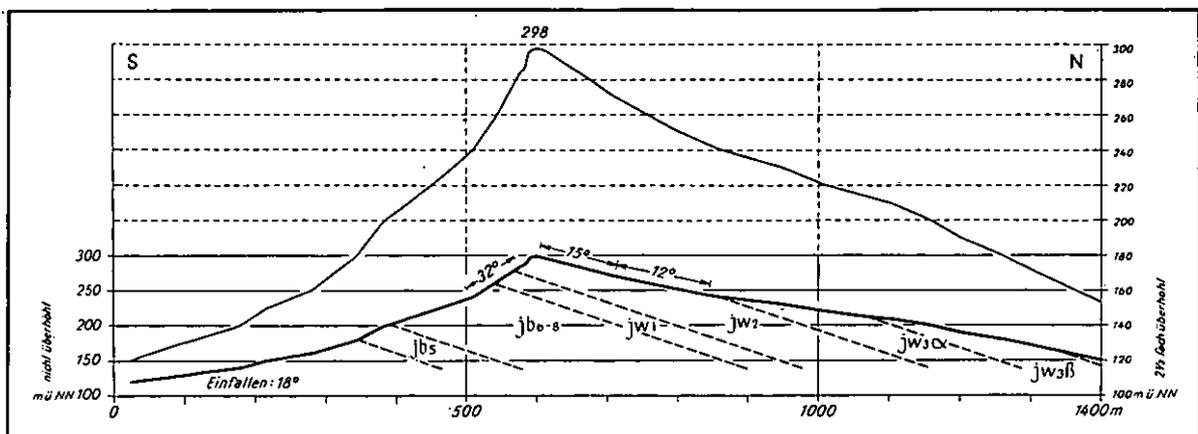


Abb. 8: Höhenprofil und geologisches Profil durch die Schichtrippe des Wesergebirges bei den Luhdener Klippen (aus SPÖNEMANN 1966, Anhang)

etwa 1:900 000 wegen der 20fachen Überhöhung etwa 1:45 000. Würde man um der Wirklichkeitstreue willen für beide Maßstäbe den gleichen Quotienten wählen, so entspräche in der Profilzeichnung einem 900 m hohen Berg – die höchste Erhebung im Bereich der Karte 1 ist der 843 m hohe Langenberg bei Willingen im Süderbergland – gerade 1 mm, während das Relief der Ems-Weser-Niederung, des Ostmünsterlandes und der Lippeniederung überhaupt nicht mehr darstellbar wäre.

Dem Anspruch, zur Veranschaulichung beizutragen, werden Höhenprofile besonders dann gerecht, wenn sie für eine relativ kurze Grundlinie erstellt werden und zugleich ausreichende Unterschiede in der Vertikalen aufweisen. Bei einem Querschnitt durch das Rheintal im Bereich der Niederrheinischen Bucht, durch den Teutoburger Wald oder das Wiehengebirge oder durch Teile der Münsterländer Schichtstufenlandschaft sind die genannten Bedingungen erfüllt; in besonders günstigen Fällen ist es, wie Abb. 8 zeigt, sogar möglich, das Profil ohne Überhöhung, d. h. in Maßstabstreue, wiederzugeben.

#### ZITIERTE LITERATUR

- ALLKÄMPER, D. (1986): Die Beckumer Berge. Münster (= Landschaftsführer des Westf. Heimatbundes, H. 11)
- BARSCHE, H., H.-J. FRANZ, E. HEYER et al. (1968): Arbeitsmethoden in der physischen Geographie. Berlin
- BERG, M. W. VAN DEN u. D. J. BEETS (1987): Saalian glacial deposits and morphology in the Netherlands. In: J. J. M. VAN DER MEER (Hg.): Tills and Glaciotectonics, S. 235–251. Rotterdam
- BLUME, H. (1971): Probleme der Schichtstufenlandschaft. Darmstadt (= Erträge der Forschung, Bd. 5)
- BÜRGENER, M. (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 111 Arolsen. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg
- DERS. (1969): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 110 Arnsberg. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg
- BURGHARDT, O. (1979): Siebengebirge – Landschaft im Wandel. Krefeld
- DAHME, H.-D. (1980): Überblick über das Blomberger Becken bei Istrup, TK 25 (4020) Blomberg. In: Quartärgeologie, Vorgeschichte und Verkehrswasserbau in Westfalen. Vorträge und Exkursionen der 46. Tagung der Arbeitsgemeinschaft Nordwestdeutscher Geologen in Münster vom 5. bis 8. Juni 1979 (= Westf. Geogr. Studien, Bd. 36, S. 193). Münster
- DAHMS, E. (1974): Geologische und limnologische Untersuchungen zur Entstehungs- und Entwicklungsge-schichte des Dümmer. In: Ber. naturhist. Ges. Hannover, 118. Hannover
- EDELMANN, C. H. u. G. C. MAARLEVELD (1958): Pleistozän – geologische Ergebnisse der Bodenkartierung in den Niederlanden. In: Geol. Jb., Bd. 73, S. 639–684. Hannover
- FEIGE, W. (1970): Die Briloner Hochfläche. Münster (= Landschaftsführer d. Westf. Heimatbundes, H. 9)
- DERS. (1987): Karbonatkarstlandschaften im südöstlichen Westfalen. In: Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 3, Begleittext zum Doppelblatt „Lagerstätten, Gesteinsarten, Karst“, S. 26–34. Münster
- FISCHER, H. (1972): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 124 Siegen. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bonn-Bad Godesberg
- FRALING, H. (1950): Die Physiotope der Lahntalung bei Laasphe. Münster (= Westf. Geogr. Studien, Bd. 5)
- GELLERT, J. F. (1968): Das System der komplex-geomorphologischen Karten. In: Petermanns Geogr. Mitt., 112, S. 185–190. Gotha
- GLÄSSER, E. (1978): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 122/123 Köln-Aachen. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bonn-Bad Godesberg
- GRAUL, H., C. RATHJENS (Bearb.) u. F. MACHATSCHKE (1973): Geomorphologie. 10., Neubearb. u. erweit. Aufl. Stuttgart
- HAASE, G. (1967): Zur Methodik großmaßstäbiger landschafts-ökologischer und naturräumlicher Erkundung. In: Wiss. Abh. d. Geogr. Ges. DDR, 5, S. 35–128
- HAGER, H. (1986): Braunkohle. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5106 Köln, S. 19. Krefeld
- HEMPEL, L. (1962): Das Großrelief am Südrand der Westfälischen Bucht und im Nordsauerland. In: Spicker, Bd. 12, S. 3–44. Münster
- DERS. (1976): Erläuterungen zu den Karten „Morphographie“ und „Höhenschichten“. In: Deutscher Planungsatlas, Bd. I, Nordrhein-Westfalen, Lfg. 9, S. 1–13. Hannover
- DERS. (1983): Westfalens „Gebirgs-, Berg-, Hügel- und Tiefländer“ – ein geomorphologischer Überblick. In: WEBER, P. u. K.-F. SCHREIBER (Hg.): Westfalen und angrenzende Regionen. Festschr. z. 44. Dtsch. Geographentag in Münster, Teil I, S. 9–26. Paderborn (= Münstersche Geogr. Arbeiten, 15)
- HERRMANN, R. (1969): Die Auslaugung der Zechsteinsalze im niedersächsisch-westfälischen Grenzgebiet bei Bad Pyrmont. In: Geol. Jb., 87, S. 277–294. Hannover
- HESEMANN, J. (1965): Die Ergebnisse der Bohrung Münsterland I. Köln und Opladen (= Forschungsber. d. Landes Nordrhein-Westfalen, Nr. 1468)
- HOFMANN, M. (1985): Südliche Westfälische Bucht: Von der Ems zur Möhne. In: Westfalen in Profilen. Ein geographisch-landeskundlicher Exkursionsführer (= Landschaftsführer d. Westf. Heimatbundes, 10), S. 115–131. Münster
- KAMP, H. v. (1986): Erdgeschichte. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5106 Köln, S. 8–18. Krefeld
- KELLER, R. et al. (Hg.) (1979): Hydrologischer Atlas der Bundesrepublik Deutschland. Boppard
- KLASSEN, H. (Hg.) (1984): Geologie des Osnabrücker Berglandes. Text- u. Kartenband. Osnabrück

- KLEINN, H. (1961): Die Schledden auf der Haarfläche zwischen Geseke und Soesf. Ein Beitrag zur Hydrographie und Morphologie temporärer Trockentäler. In: Spieker, Bd. 11, S. 67–112. Münster
- KOCH, J. (1977): Frühe Verkehrsstraßen in der östlichen Westfälischen Bucht. Paderborn-Neuenbeken (= Schriftenr. d. Heimatvereins Neuenbeken e.V., Nr. 3)
- KÖRBER, H. (1956): Morphologie von Waldeck und Ost-sauerland. Würzburg (= Würzburger Geogr. Abhandl., H. 3)
- KRAMM, E. (1985): Moore. In: Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 1, Begleittext zum Doppelblatt „Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung“, S. 22–28. Münster
- KÜHN-VELTEN, H. (1981): Felsenmeer bei Sundwig. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4710 Dortmund, S. 34–36. Krefeld
- DERS. (1985): Bad Pyrmont. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4318 Paderborn, S. 38–40. Krefeld
- KÜHN-VELTEN, H. u. G. MICHEL (1986): Dümmer und Stemweder Berg. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 3914 Bielefeld, S. 80–82. Krefeld
- KÜHN-VELTEN, H., G. MICHEL u. K. SKUPIN (1982): Rehbürg. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 3918 Minden, S. 69–70. Krefeld
- KÜRTE, W. v. (1977): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 95/96 Kleve/Wesel. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bonn-Bad Godesberg
- LEDoux, H. (1987): Der Rodderberg-Vulkan. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5506 Bonn, S. 47–49. Krefeld
- LEPPER, J., H. MENGELING u. a. (1990): Geologische Wanderkarte Mittleres Weserbergland mit Naturpark Solling-Vogler, 1:100 000. Hannover
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. Bonn-Bad Godesberg (= Forsch. z. dtsh. Landeskd., Bd. 204)
- DERS. (1984): Erläuterungen zur Geomorphologischen Karte 1:100 000 der Bundesrepublik Deutschland (GMK 100), Blatt 1, C 5510 Neuwied. Berlin u. Stuttgart
- LOUIS, H. (1968): Allgemeine Geomorphologie. 3., neu bearb. u. stark erweit. Aufl. Berlin
- MEISEL, S. (1959 a): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 70/71 Cloppenburg/Lingen. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Remagen
- DIES. (1959 b): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 72 Nienburg-Weser. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Remagen
- DIES. (1960): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 86 Hannover. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg
- DIES. (1961): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 83/84 Osnabrück-Bentheim. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg
- MERKT, J. (1979): Seeablagerungen. In: Geol. Karte von Niedersachsen 1:25 000, Erl. zu Blatt Nr. 3521 Rehbürg, S. 48–57. Hannover
- MOSLER, M.-A. (1981): Geomorphologische Untersuchungen im Lippischen Keuperbergland. Hamburg (= Hamburger Geogr. Studien, H. 37)
- MÜLLER, H. (1985): Der Kahle Asten. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5114 Siegen, S. 35–39. Krefeld
- MÜLLER, P. (1977): Tertiäre Vulkanite (tmi, +B). In: Geol. Karte von Niedersachsen 1:25 000, Erl. zu Blatt Nr. 4323 Uslar, S. 33–35. Hannover
- MÜLLER-WILLE, W. (1966): Bodenplastik und Naturräume Westfalens. Text- und Kartenband. Münster (= Spieker, Bd. 14)
- PAAS, W. (1986): Land- und forstwirtschaftliche Rekultivierung der Braunkohlentagebaue. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt 5106 Köln, S. 60–64. Krefeld
- PAFFEN, K., A. SCHÜTTLER u. H. MÜLLER-MINY (1963): Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 108/109 Düsseldorf-Erkelenz. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands. Bad Godesberg
- RUEGG, G. H. J. (1983): Glaciofluvial and glaciolacustrine deposits in the Netherlands. – In: J. EHLERS (Hg.): Glacial Deposits in North-West Europe, S. 379–392. Rotterdam
- SCHLIMM, W. (1984): Niepkuhlen. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4702 Krefeld, S. 57–59. Krefeld
- SCHMITHÜSEN, J. (1949): Grundsätze für die Untersuchung und Darstellung der naturräumlichen Gliederung von Deutschland. In: Ber. z. dtsh. Landeskd., Bd. 6, S. 8–19. Remagen
- SCHUDEBEURS, A. P. (1990): De Zwerfstenen van het Drentse Plateau. In: Grondboor & Hamer. Tijdschrift van de Nederlandse Geologische Vereniging, 44. Jg., Nr. 4/5, S. 120–127. Haarlem
- SCHÜTTLER, A. (1963): Hilden-Lintorfer Sandterrassen. In: Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 108/109 Düsseldorf/Erkelenz. Geogr. Landesaufnahme 1:200 000, Naturräuml. Gliederung Deutschlands, S. 24–26. Bad Godesberg
- SCHUNKE, E. (1968): Die Schichtstufenhänge im Leine-Weser-Bergland in Abhängigkeit vom geologischen Bau und Klima. Göttingen (= Göttinger Geogr. Abhandl., H. 43)
- SCHUNKE, E. u. J. SPÖNEMANN (1972): Schichtstufen und Schichtkämme in Mitteleuropa. In: Göttinger Geogr. Abhandl., H. 60 (Hans-Poser-Festschr.), S. 65–92. Göttingen
- SERAPHIM, E. T. (1964): Das Physiotope-Gefüge des Bielefelder Osnings. Inaugur.-Diss. d. mathem.-naturwiss. Fak. zu Münster (Westf.). Maschinenschr., ungedruckt. Münster
- DERS. (1973): Drumlins des Drenthe-Stadiums am Nordostrand der Westfälischen Bucht. In: Osnabrücker Naturwiss. Mitt., 2, S. 41–87. Osnabrück
- DERS. (1979 a): Zur Inlandvereisung der Westfälischen Bucht im Saale-(Riß-)Glazial. In: Münstersche Forsch. Geol. Paläont., 47, S. 1–31. Münster
- DERS. (1979 b): Der sogenannte Senne-Sander, eine Kame-Terrasse. Drenthestadiale Grundmoräne und postmoräne Schmelzwassersedimente der Oberen Senne. In: Ber. Nat. Ver. Bielefeld, 24, S. 319–344. Bielefeld
- DERS. (1985 a): Höhengschichten und Reliefenergie. In: Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 1, Begleittext zum Doppelblatt „Relief“, S. 1–6. Münster

- DERS. (1985 b): Dünen, Flugsanddecken und Löß. In: Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 1, Begleittext zum Doppelblatt „Spät- und nacheiszeitliche Ablagerungen/Vegetationsentwicklung“, S. 1–21. Münster
- DERS. (1987): Quartärbasis, Verwerfungen und Erdfälle des Heiligen Feldes am Schafberg bei Ibbenbüren. In: Geogr.-landeskundl. Atlas von Westfalen, Lfg. 3, Begleittext zum Doppelblatt „Lagerstätten/Gesteinsarten/Karst“, S. 24–26. Münster
- SKUPIN, K. (1983): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. zu Blatt 4217 Delbrück (mit Beitr. von H. DAHM-ARENS, G. MICHEL, H.-W. REHAGEN u. H. VOGLER). Krefeld
- SPÖNEMANN, J. (1966): Geomorphologische Untersuchungen an Schichtkämmen des Niedersächsischen Berglandes. Göttingen (= Göttinger Geogr. Abhandl., H. 36)
- STURMFELS, W. u. H. BISCHOF (1961): Unsere Ortsnamen, im ABC erklärt nach Herkunft und Bedeutung. 3. verbess. u. stark erweiter. Aufl. Bonn
- THOME, K. N. (1959): Eisvorstoß und Flugregime an Niederrhein und Zuider See im Jungpleistozän. In: Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 4, S. 197–246. Krefeld
- DERS. (1980): Talgeschichte. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4706 Düsseldorf-Essen, S. 44–49. Krefeld
- DERS. (1984 a): Quartär. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4702 Krefeld, S. 19–26. Krefeld
- DERS. (1984 b): Süchtelner Höhen. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 4702 Krefeld, S. 49–52. Krefeld
- THIERMANN, A. (1970): Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Erl. zu Blatt 3711 Bevergern (mit Beitr. von M. KOCH u. K.-H. WILL). Krefeld
- DERS. (1975): Zur Geologie der Erdfälle des „Heiligen Feldes“ im Tecklenburger Land/Westfalen. In: Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, 44, S. 517–530. Hamburg
- DERS. (1990): Der Braunkohlentagebau Hambach. In: Geol. Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, Erl. zu Blatt C 5102 Mönchengladbach, S. 54–57. Krefeld
- TIMMERMANN, O. F. (1957): Zur Frage der Rumpftreppen und Schichtstufen. Neue Beobachtungen im Hellwegvorland des Rheinischen Schiefergebirges. In: Deutscher Geographentag Hamburg 1955, Tagungsber. u. wiss. Abhandl., S. 338–345. Wiesbaden
- VOGELANG, R. (1974): Zur Morphologie des Schichtstufenlandes am Beispiel der Paderborner Hochfläche und des Eggegebirges. In: Paderborner Studien, Jg. 1973/74, H. 6, S. 47–59. Paderborn
- WILHELMY, H. (1972): Geomorphologie in Stichworten. II. Exogene Morphodynamik. Verwitterung – Abtragung – Tal- und Flächenbildung. Kiel

#### ZITIERTE HANDBÜCHER, LEXIKA, WÖRTERBÜCHER

- DEMEK, J. et al. (1976): Handbuch der geomorphologischen Detailkartierung. Deutschspr. Ausgabe, bearb. von J. F. GELLERT. WIEN
- HERDER-LEXIKON Geographie. 2. Aufl. (1972), bearb. v. M. u. J. KLEIN. Freiburg/Basel/Wien
- MEYERS Kontinente und Meere. Daten, Bilder, Karten. Europa, Bd. 2 (1972), bearb. von A. HANLE. Mannheim/Zürich
- MEYNEN, E., J. SCHMITHÜSEN, J. GELLERT, E. NEEF, H. MÜLLER-MINY u. H. J. SCHULTZE (Hg.) (1952–1961): Handbuch der naturräumlichen Gliederung Deutschlands, 7 Bde. Remagen/Bad Godesberg
- MURAWSKI, H. (1983): Geologisches Wörterbuch. 8., völlig überarb. u. erweiter. Aufl. Stuttgart
- WESTERMANN-LEXIKON der Geographie. Hg.: W. Tietze, beraten von E. WEIGT. 4 Bde. (1968–1970). Braunschweig

Anschrift des Verfassers: Dr. Ernst Theodor Seraphim, Schäferweg 30, 4790 Paderborn

Verlag: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster

© 1992 Landschaftsverband Westfalen-Lippe,  
Geographische Kommission für Westfalen

Das Werk ist urheberrechtlich geschützt. Die dadurch begründeten Rechte, insbesondere die der Übersetzung, des Nachdrucks, der Entnahme von Abbildungen, der Funksendung, der Wiedergabe auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege und der Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen bleiben, auch bei nur auszugsweiser Verwertung, vorbehalten. Die Vergütungsansprüche des § 54, Abs. 2, UrhG, werden durch die Verwertungsgesellschaft Wort wahrgenommen.

Gesamtherstellung: Aschendorffsche Verlagsbuchhandlung GmbH & Co., Münster, 1992

Sechste Lieferung insgesamt  
ISBN 3-402-06182-1

Doppelblatt: Geomorphologie und Naturräume  
ISBN 3-402-06185-6