

ERDKUNDE

ARCHIV FÜR WISSENSCHAFTLICHE GEOGRAPHIE

BEGRÜNDET VON CARL TROLL

Sonderdruck

FERD. DÜMMLERS VERLAG • BONN



DAS MÜNDUNGSGEBIET DER AHR IM SPÄT-WÜRM UND HOLOZÄN

Mit 8 Abbildungen

KLAUS HEINE

Summary: The area of the Ahr river mouth during the late Würm and Holocene.

Proceeding from the recent morphodynamics in the area of the Ahr river mouth and the geomorphological-sedimentological investigation of the older lower terrace and the younger lower terrace of the Rhine and Ahr rivers it can be established that the transition from periglacial to Holocene processes of river dynamics and the change in the rivers' outlines already occurred in the early Bölling period. Lesser "periglacial" conditions returned briefly during the Younger Dryas period. The most recent development of the mouth of the Ahr during the Holocene shows in model fashion the changes from a straight-flowing to a braided river.

In jüngster Zeit ist das Interesse an der paläogeographischen Rekonstruktion der spätwürmzeitlichen und holozänen Flußniederungen sehr gewachsen (BRUNNACKER 1978, KOZARSKI et al. 1977, MÄCKEL 1969, ROSE et al. 1980). Dabei standen verschiedene Probleme im Vordergrund der Untersuchungen, nämlich einerseits stratigraphische Gliederungen der Sedimente und andererseits paläogeographische Rekonstruktionen, die die Erscheinungsformen der Gerinne und deren Veränderungen, den Zeitpunkt dieser Veränderungen und die Frage nach dem „wann“ und „warum“ von Erosion und Akkumulation im Spät-Würm und Holozän betreffen.

Beobachtungen zur spätwürmzeitlichen und holozänen Entwicklung des Ahr-Mündungsgebietes ergeben einige interessante Aspekte, die im folgenden mitgeteilt werden. Ausgehend von dem Flußgeschehen der beiden letzten Jahrhunderte im Ahrmündungsgebiet, das 1977 als Naturschutzgebiet ausgewiesen wurde, wird die spätwürmzeitliche Entwicklung skizziert; schließlich werden ein paar Gedanken angeführt, die das Problem der spätwürmzeitlichen Klimaschwankungen betreffen.

1. Die Ahrmündung seit 1800 AD

Es hat sich eingebürgert, Flüsse in gestreckte, verzweigte und gewundene Läufe einzuteilen, ohne mit dieser Gliederung über das visuelle Bild hinaus bestimmte physikalische Prozesse gedanklich zu verbinden (MANGELSDORF & SCHEUMANN 1980).

Im Rahmen der Kartenaufnahme der Rheinlande durch Tranchot und v. Müffling wurde das Ahrmündungsgebiet von Ing. Geograph Boutinot in den Jahren 1808/10 aufgenommen. Aus der Karte geht hervor, daß um ca. 1800 die Ahr ein verzweigtes (verwildertes) Rinnensystem besaß, daß

geringfügig in die Sedimente der Jüngeren Niederterrasse (jNT) eingeschnitten war und durch Terrassenkanten gegen die Reste der Niederterrassen abgegrenzt wurde (Abb. 1 u. 2). Im Ahrmündungsbereich waren größere Sand- und Kiesflächen ausgebildet. Die Ahr zeigte 1808/10 im Unterlauf Abschnitte mit verzweigten, gestreckten und verzweigt-gewundenen Flußläufen. Mäanderbögen, die ein jungholozänes Alter haben, lassen erkennen, daß im Ahrmündungsgebiet zeitweise auch ein stark gewundener Lauf vor 1800 AD existierte.

Seit der Aufnahme durch Boutinot in den Jahren 1808/10 konnte die Ahr ihr trichterförmiges Mündungsgebiet bis heute nicht mehr auf Kosten der älteren holozänen Ablagerungen erweitern; Vergleiche von Karten und Luftbildern aus den Jahren 1932, 1954, 1967, 1972 und 1975 mit der Aufnahme durch Boutinot zeigen einerseits, daß der Mündungsbereich der Ahr keine wesentlichen Veränderungen mehr in dieser Zeit aufwies, und zum anderen, daß der Fluß im Mündungsbereich bestrebt war, trotz der wasserbaulichen Maßnahmen die Verhältnisse wieder herzustellen, wie sie durch die Aufnahme von Boutinot dokumentiert sind.

Das Mündungsgebiet der Ahr ist die einzige von insgesamt 42 deutschen Nebenflußmündungen des Rheins, die bislang von tiefgreifenden wasserbaulichen Veränderungen verschont geblieben ist (vgl. KRAUSE 1979).

Die geomorphologischen Veränderungen der Ahrmündung seit 1954 sind in Abbildung 2 dargestellt. Die topographische Aufnahme von 1953/54 (Deutsche Grundkarte 1:5000, Blatt Dattenberg) zeigt einen teilweise korrigierten Fluß, der im Mündungsbereich verschiedene Sand- und Kiesbänke abgelagert hatte und somit das Initialstadium eines gewundenen wie auch eines verzweigten Flusses verkörperte. Da in den folgenden Jahren keine bedeutenden wasserbaulichen Maßnahmen vorgenommen wurden, konnte sich die Entwicklung zu einem verzweigten (verwilderten) Flußsystem ungehindert fortsetzen (1967 in Abb. 2). In den darauf folgenden Jahren streckte sich der Ahrmündungslauf wieder (1975). Das führte bei Hochwässern zu einem verstärkten Unterschneiden der Ufer (1975, Pfeil) und zur Bildung eines kleinen Flußmäanders (1977). Ende 1977 wurde durch wasserbauliche Eingriffe eine weitere Ausweitung des kleinen Flußmäanders verhindert; durch einen Dammbau wurden annähernd die Verhältnisse von 1953/54 wieder hergestellt. Diese Flußkorrekturen (Kiesdamm, errichtet am 05. 12. 1977) blieben jedoch wirkungslos, denn die nachfolgenden Hochwässer führten zu einer erneuten Anlage des Mäander-

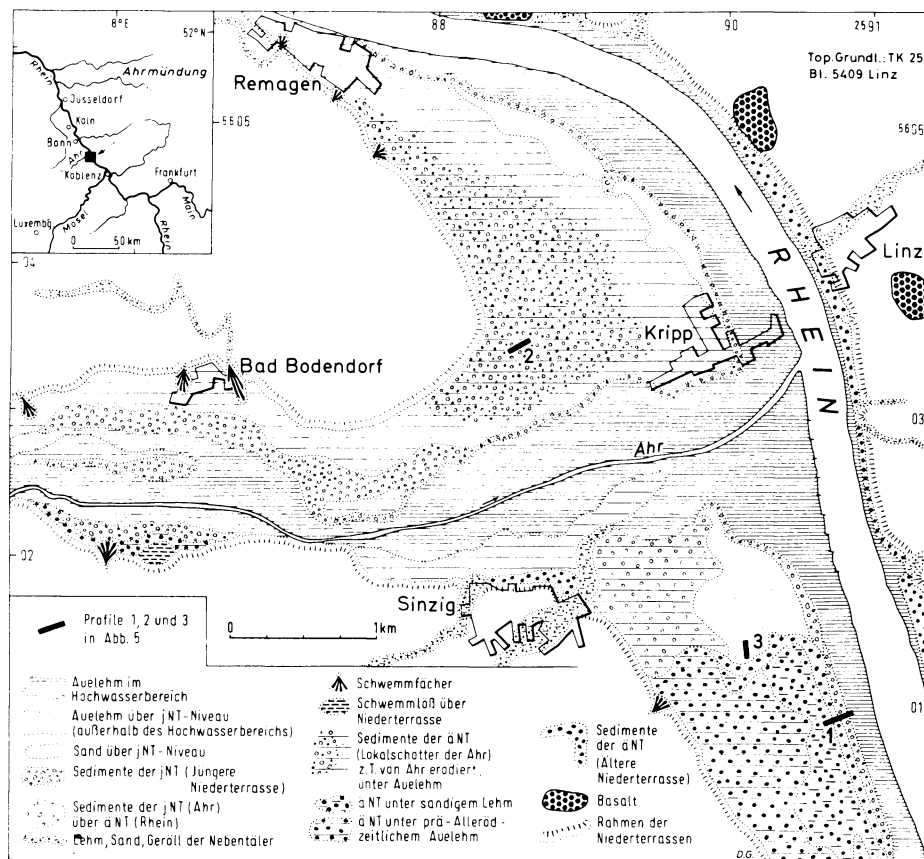


Abb. 1: Die Niederterrassen im Gebiet der Ahrmündung
The lower terraces in the area of the Ahr river mouth

bogens; daher wurde später in Anlehnung an den Flußmäander eine Uferbefestigung aus Steinblöcken errichtet (25. 02. 1981 in Abb. 2).

Die Entwicklung der Ahrmündung seit 1954 im Vergleich mit der Situation um 1808/10 (Abb. 2) zeigt das Bestreben des Flusses, im Mündungsbereich ein verzweigtes Gerinne zu bilden mit vielen Wasserläufen, die auseinanderstreben und wieder zusammenlaufen, die in Abhängigkeit von der Wasserführung ihre Gestalt ändern und die durch Kies- und Sandbänke getrennt werden, welche in dauerndem Umbau begriffen sind. Die Entstehung der verzweigten Gerinne im Ahrmündungsgebiet ist auf die Erweiterung des Flußbettes zurückzuführen, wodurch die Fließgeschwindigkeit des Wassers abnimmt; das wiederum führt zur Akkumulation mitgeführter Kiese und Sande. Es entstehen Flußverzweigungen in der Art, wie sie von LEOPOLD & LANGBEIN (1966) beschrieben werden.

Am 05. 10. 1977 wurde das Ahrmündungsgebiet geomorphologisch kartiert. Die Situation (Abb. 3) ist für den Flußlauf charakteristisch, wenn der Mensch nicht eingreift. Das belegt auch die Kartierung von Boutinot. Wir müssen davon ausgehen, daß die Ahrmündung während der letzten Jahrhunderte ein ähnliches Aussehen gehabt hat, denn die Mün-

dungsarme sind ausschließlich im relativ engen Gebiet zwischen den Niederterrassenkanten „gependelt“. Wenn für das junge Naturschutzgebiet „Mündungsgebiet der Ahr“ die Verordnung lautet: „Schutzzweck ist die Erhaltung des Mündungsgebietes der Ahr mit seinen Wasser-, Sand- und Schlammflächen einschließlich seiner artenreichen und besonderen Pflanzen- und Tiergesellschaften“ (KRAUSE 1979), so muß aus geomorphologischer Sicht betont werden, daß die Entwicklung des Mündungsgebietes während der letzten Jahrhunderte gezeigt hat, daß man der Verordnung nur gerecht werden kann – und damit auch der Natur –, wenn der Mensch jegliche wasserbaulichen Veränderungen unterläßt. Damit würde sich ein Mündungsgebiet ausbilden, wie es um 1808/10 (Abb. 2) bzw. am 05. 10. 1977 (Abb. 3) bestanden hat. Geringe Uferunterschneidungen durch gewundene Gerinne müssen dabei akzeptiert werden. Es ist nicht möglich, natürliche oder naturnahe Verhältnisse der Gerinnebetten im Ahrmündungsgebiet durch begrenzte wasserbauliche Maßnahmen zu erreichen. Werden die Uferböschungen nicht befestigt, so wird immer ein verzweigter und gewundener Fluß entstehen, d. h. angrenzende Wiesen werden zeitweise in das Flußbett mit einbezogen. Werden die Uferböschungen befestigt, so wird durch die künstliche Ein-

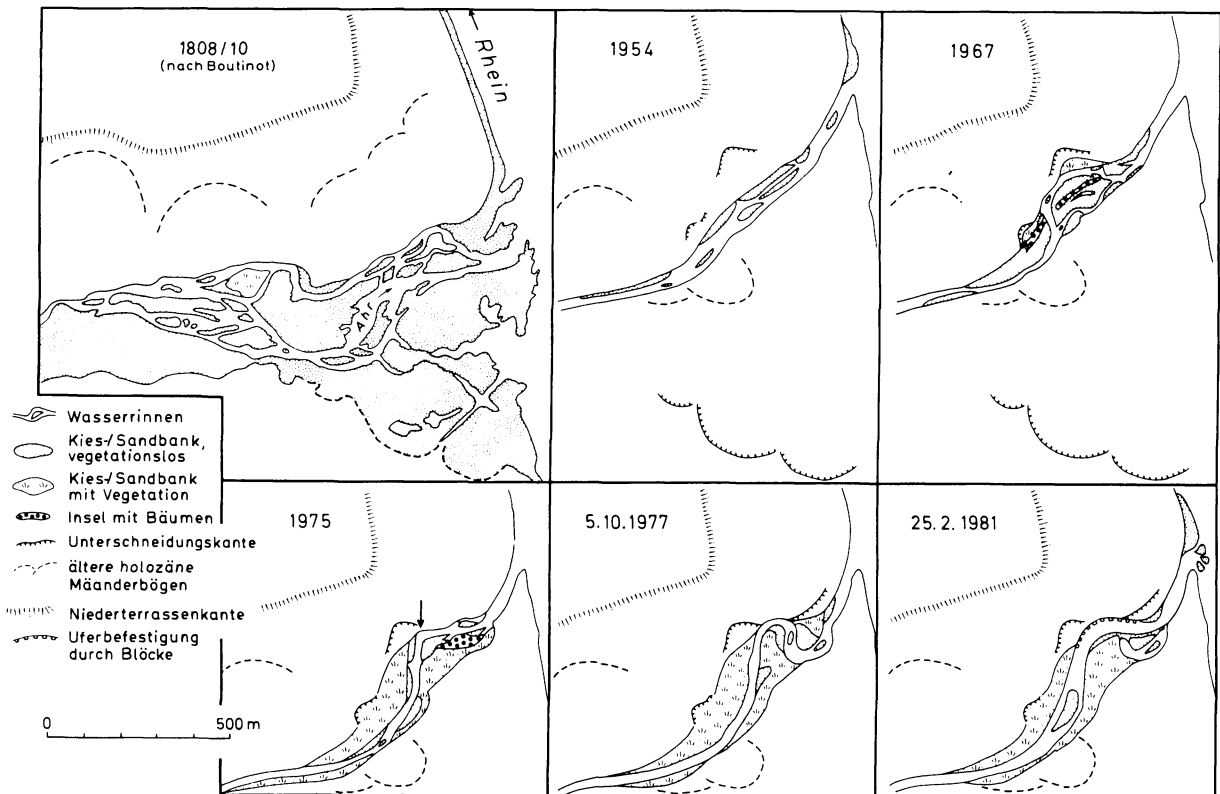


Abb. 2: Die geomorphologische Entwicklung der Ahrmündung seit 1808/10
The geomorphological development of the Ahr mouth since 1808/10

engung des Flußlaufes ein gestreckter Flußlauf entstehen, der seiner Natürlichkeit beraubt worden ist.

Die Kies- und Sandbänke der Ahrmündung weisen eine verhältnismäßig regelmäßige Schrägschichtung auf (Abb. 4). Hochwässer können zu einer Reaktivierung der obersten Teile der schrägschichteten Sedimentkörper führen. Der Sedimentationstyp der holozänen Ahrmündungsablagerungen unterscheidet sich von den spätwürmzeitlichen Sedimenten der Jüngeren Niederterrasse (jNT) und der Älteren Niederterrasse (äNT).

2. Die Ahrmündung im Spät-Würm

Während der letzten Eiszeit erfolgte die Aufschotterung der Älteren Niederterrasse (äNT). Zwischen Sinzig, Kripp und Remagen verzahnen sich die Ahrschotter mit den Rheinsedimenten. THOSTE (1974) beschreibt die Sedimente und stratigraphische Stellung der äNT. Die Schotter der äNT des Rheins und der Ahr sind \pm horizontal geschichtet (Abb. 5). Aus der Lagerung der Sedimente geht hervor, daß die hangenden Schichten der äNT von schießendem Wasser eines periglazialen Flusses auf der gesamten Talbreite transportiert und akkumuliert wurden (Abb. 4 u. 6a). Dies ist nur möglich, wenn zu bestimmten Zeiten gewaltige Wassermassen

zur Verfügung stehen; im ausklingenden Würm-Hochglazial darf aufgrund der sedimentologischen Befunde der obersten Schichten der äNT mit einem starken frühsummerlichen Schmelzwasserangebot gerechnet werden.

Während am unteren Mittelrhein im Bereich der Ahrmündung unter extrem-kaltzeitlichen Bedingungen die groben Schotter- und Kiesbänke durch frühsummerliche Schmelzwasserfluten bewegt wurden, kam es in der südlichen Niederrheinischen Bucht (nördlich von Bonn) infolge der Ausweitung der Talung zur Bildung von verwilderten Flußbetten, in denen Kies- und Sandbänke ausgebildet waren, die nur selten ganz vom Wasser überschwemmt wurden. Daher ist flußabwärts eine Zunahme der Schräg- und Kreuzschichtung in den Ablagerungen der äNT zu beobachten.

Mit Beginn der Böllingzeit (~13 000 B.P.) wurde die Aufschotterung der äNT-Sedimente plötzlich durch eine Auelehmmakumulation abgelöst (Abb. 5). Dieser Wechsel von Schottertransport zur Auelehmmablagerung muß sehr schnell erfolgt sein. Mit der Auelehmbildung ist eine Erosion des Rheins und der Ahr einhergegangen. Der Rhein befand sich zu dieser Zeit als gewundener, nicht mehr verzweigter Strom dort, wo er auch noch heute fließt. Die Ahr konnte – wie dies auch im Holozän geschah – geringe Schotter- und Sandmen gen zum Rhein transportieren; ihr Lauf war im Mündungsbereich verzweigt.

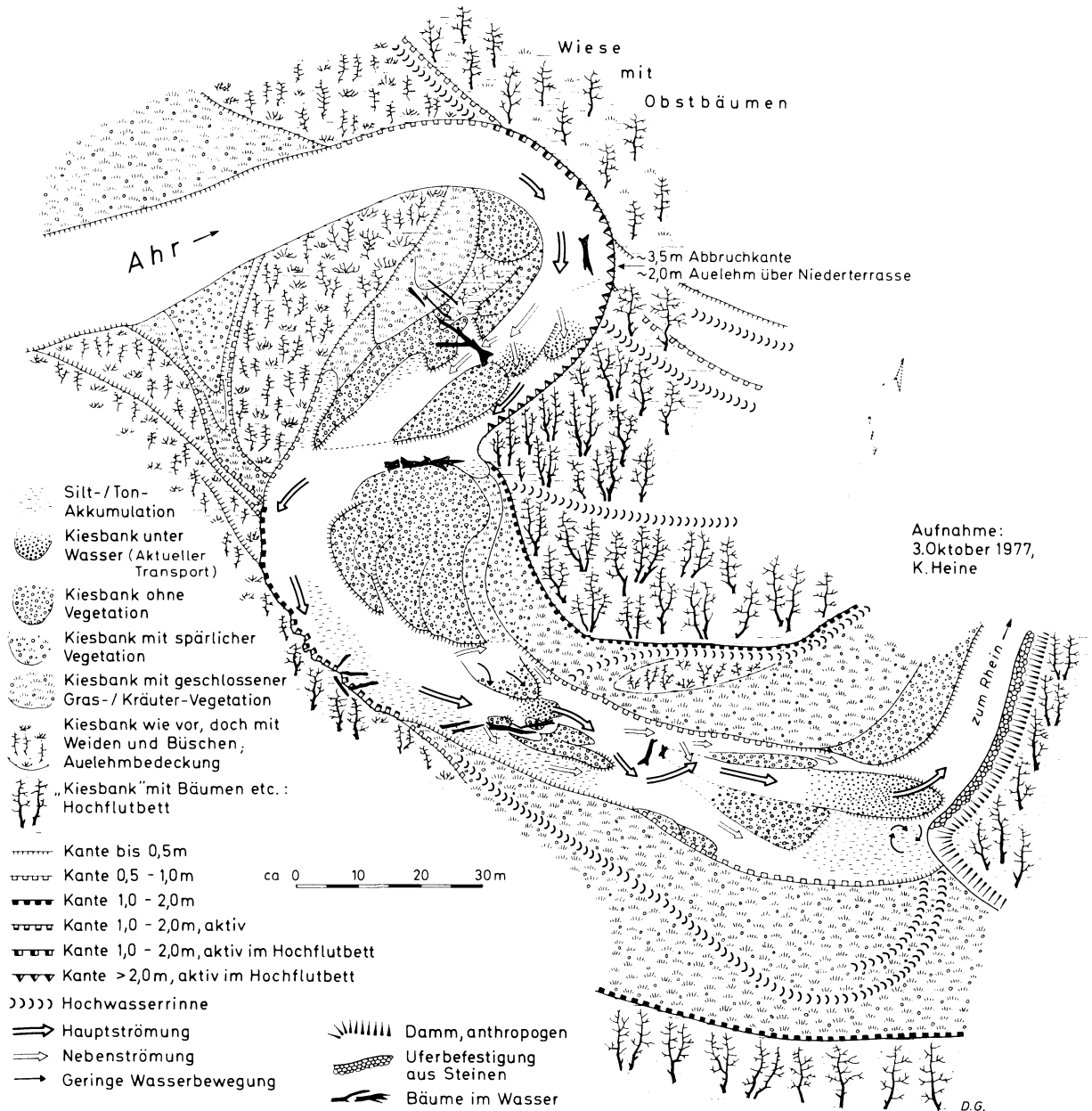


Abb. 3: Geomorphologische Detailkartierung der Ahrmündung am 5. Oktober 1977

Detailed cartographic presentation of the geomorphology of the Ahr mouth on October 5th, 1977

Während dieser Erosionsphase, die mit dem Übergang von der Ältesten Dryaszeit zur Böllingzeit begann und bis zur Wende Alleröd/Jüngere Dryaszeit andauerte, wurde im Bereich des äNT-Restes südlich der Ahrmündung Auelehm vom Rhein akkumuliert. Nördlich der Ahrmündung fand keine Auelehmablagerung statt, da dort auf der äNT die verzweigten Ahrmündungsgerinne dem Rhein entgegenstrebten. Dabei hatte die Ahr ihr Mündungsgebiet zeitweise bis nach Remagen ausgedehnt (Abb. 6b). Im gesamten Bereich

zwischen Sinzig, Kripp und Remagen vermochte die Ahr eine prä-Allerödzeitliche Auelehmablagerung zu verhindern. Mit der weiteren Tieferlegung des Rheinstromes wurde der äNT-Rest südlich der Ahrmündung immer seltener vom Hochwasser überflutet; eine Bodenbildung setzte dort auf den spätwürmzeitlichen Auelehmen ein (Abb. 5, Profil 1), die bis zur Förderung der Meerboden- und Laacher See-Tuffe andauerte. Bis zu dieser Zeit, d.h. bis etwa 11 000 B.P., wurde die äNT nördlich der heutigen Ahrmündung von den ver-

zweigten Ahrläufen beherrscht, die teilweise die hangenden äNT-Sedimente erodierten.

Um 11 000 B. P. wurden die Laacher See-Tuffe gefördert. Auf dem Rest der äNT südlich der Ahrmündung wurde eine Abfolge von vulkanischen Aschen, Meerboden-Tuff, Hauptbritzbank, Laacher See-Tuffen und vulkanischen Aschen ausgebildet; die vulkanischen Ablagerungen wurden von Rheinhochwässern sedimentiert. Ihre Ablagerung erfolgte während einer kurzen Zeitspanne, denn zwischen den vulkanischen Sedimenten befinden sich keine Auelehme. Im Hangenden werden Tuffite mehr und mehr von Auelehmen abgelöst.

Nördlich der heutigen Ahrmündung fehlen diese vulkanischen Ablagerungen über den Schottern der äNT (Abb. 5, Profil 2); nur vereinzelt sind Linsen umgelagerter vulkanischer Aschen unmittelbar den äNT-Schottern aufgelagert. Bis zumindest kurz nach der Laacher See-Eruption haben die Bedingungen im Ahrmündungsgebiet geherrscht, wie sie in Abb. 6b dargestellt sind. Auch der Übergang von der Tuffit-Ablagerung zur Auelehmsedimentation über den Laacher See-Tuffen auf der äNT südlich der Ahrmündung deutet darauf hin, daß nach der Laacher See-Eruption nicht sofort der Übergang zur Bildung der Jüngeren Niederterrasse erfolgte.

Die Aufschotterung der Jüngeren Niederterrasse (jNT) ereignete sich in der Jüngeren Dryaszeit (oder in einem Abschnitt der Jüngeren Dryaszeit). Mit der Ablagerung der jNT-Sedimente war die Phase der gewundenen Rheinläufe beendet. Die jNT wurde von verzweigten (verwilderten) Gerinnen im Rhein- und Ahrtal gebildet (Abb. 4 und 6c). Die Aufschotterung der jNT reichte bis zum Niveau der äNT-Oberfläche. Nördlich der heutigen Ahrmündung wurde die äNT von der verwilderten Ahr zur Zeit der Akkumulation der jNT zeitweise überströmt.

Die Sedimente der jNT sind in der Regel hinsichtlich ihrer Korngröße feiner; sie sind meistens schräg- und kreuzgeschichtet (Abb. 5, Profil 3); eine Parallelschichtung ist nur südöstlich von Sinzig beobachtet worden (Abb. 5, Profil 1), wo der Rheinlauf zur Zeit der Akkumulation der jNT recht eng war (Abb. 6c) und daher eine höhere Strömungsgeschwindigkeit hatte. Die Sedimentstrukturen der jNT belegen (Abb. 4), daß die extrem-kaltzeitlichen Abflußverhältnisse der Ältesten Dryaszeit (Bildung der äNT) bei der Aufschotterung der jNT während der Jüngeren Dryaszeit nicht mehr eintraten, sondern daß mit gemäßigt kaltzeitlichen Abflußvorgängen gerechnet werden muß (vgl. MIAL 1977). Hervorzuheben ist, daß der Rhein nicht mehr die gesamte Talsohle mit seinen verzweigten Gerinnen bedeckte, sondern teilweise ein recht schmales Bett hatte. Die Ahr war dagegen relativ wasser- und schuttreich, so daß sie den Rhein gegen die östliche Talflanke drängen konnte. Dies mag ein Grund dafür gewesen sein, daß der äNT-Rest südlich von Sinzig nicht vom verzweigten und während der Aufschotterung der jNT seitlich erodierenden Rhein entfernt werden konnte. Die hangenden Partien der jNT des Rheins bestehen aus wechsellagernden Sanden und Schluffen mit Bimslinsen (vgl. auch THOSTE 1974). Vermutlich erodierte der Rhein bereits in der Jüngeren Dryaszeit wieder geringfügig, so daß durch Hochwässer diese Wechsellagerung aus Sanden und

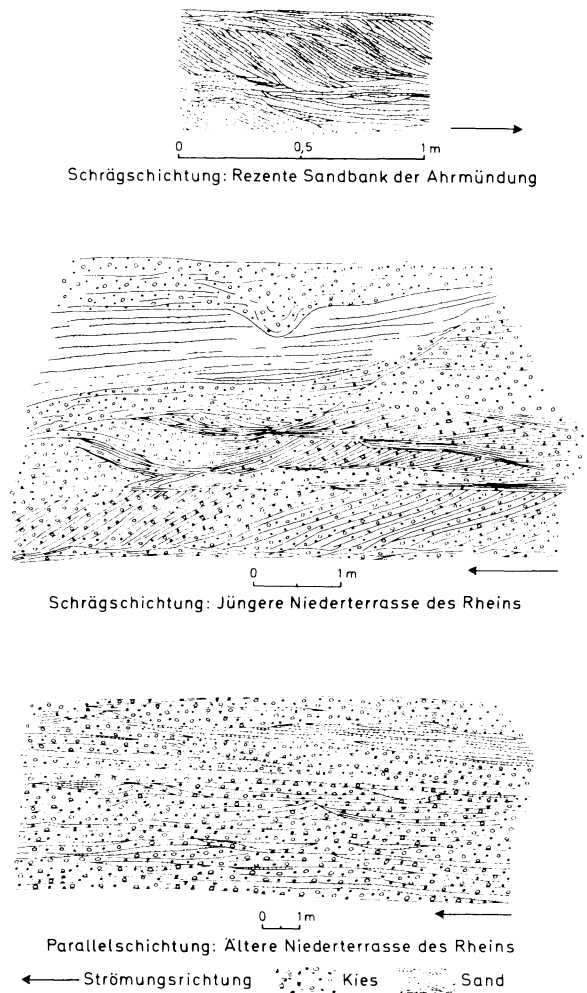


Abb. 4: Schichtungsmerkmale verschiedener Flußsedimente im Ahrmündungsgebiet. Oben: Schrägschichtung von Sanden, Ahrmündung am 5. 10. 1977. Mitte: Schrägschichtung der jNT-Sedimente des Rheins südlich von Remagen; die Sande und Fein- bis Mittelsande wurden von einem verzweigten Rheinlauf transportiert und sedimentiert. Unten: Parallelschichtung der äNT-Sedimente des Rheins südlich von Sinzig; die Grobkiese und Sande wurden von einem schießend abkommenden Rhein transportiert und sedimentiert

Bedding features of different river sediments in the area of the Ahr mouth. Above: cross-bedding of sands at the Ahr mouth, October 5th, 1977. Centre: cross-bedding of younger lower Rhine terrace sediments south of Remagen; the sands, together with small to medium-sized gravel, were transported and deposited by a braided Rhine river. Below: parallel stratification of the older lower terrace sediments of the Rhine south of Sinzig; the coarse gravels and sands were transported and deposited by the unidirectional rapid flow of the Rhine

Schluffen außerhalb des verzweigten Gerinnebettes sedimentiert wurden. Mit dieser sich hier andeutenden Erosion in der Jüngeren Dryaszeit läßt sich auch die „Unterstufe der

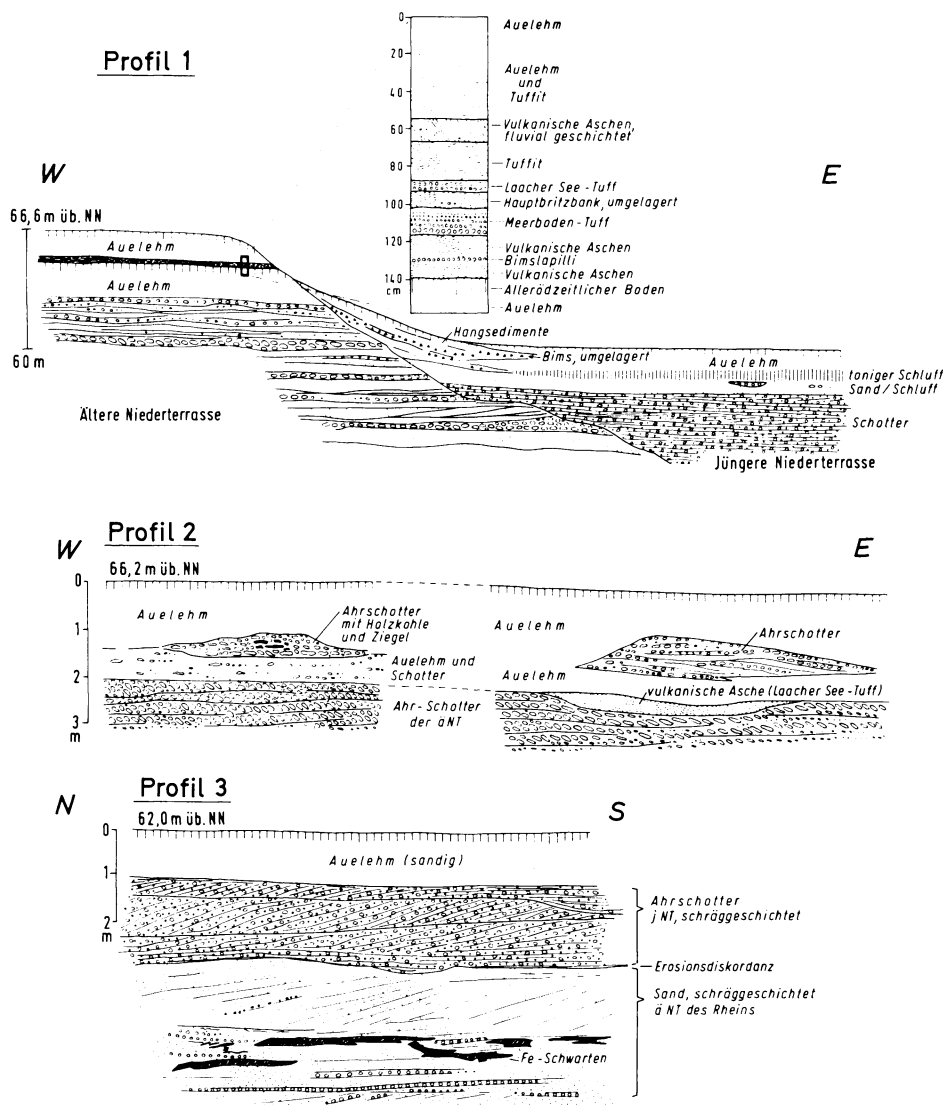


Abb. 5: Ausgewählte Profile der Niederterrassen (zur Lage siehe Abb. 1). Profil 1: äNT und jNT südlich von Sinzig. Profil 2: Bis zum jNT-Niveau erodierte und von holozänen Auelehmen bedeckte äNT-Sedimente der Ahr nördlich Sinzig. Profil 3: äNT-Sedimente des Rheins (Liegendes) wurden teilweise von der Ahr erodiert und von jNT-Ahrsedimenten bedeckt; holozäne sandige Hochflutbildungen bedecken das Profil südlich Sinzig

Selected sections of the lower terraces (see Fig. 1 for site). Section 1: older and younger lower terrace south of Sinzig; Section 2: older lower terrace sediments of the Ahr north of Sinzig, eroded down to the younger lower terrace level and covered by flood plain deposits. Section 3: older lower terrace sediments of the Rhine (underlying stratum), in part eroded by the Ahr and subsequently covered by younger Ahr sediments; Holocene sandy, flood plain deposits cover the section south of Sinzig

jNT“ von THOSTE (1974) in Verbindung bringen, die zwar in der südlichen Niederrheinischen Bucht, nicht aber am unteren Niederrhein von THOSTE (1974) erkannt wurde.

Im Holozän hatte der Rhein einen gewundenen, nicht verzweigten Lauf, der im Untersuchungsgebiet keine Flußverlagerungen zeigte. Es erfolgte eine geringe Erosion und Akkumulation der Hochflutbildungen auf der jNT, dem

Niveau der jNT und der „Unterstufe der jNT“. Die Auelehme über dem jNT-Niveau außerhalb des Hochwasserbereichs (Abb. 1) und über der teilweise erodierten äNT westlich von Kripp sind zum größten Teil erst während der letzten zwei Jahrtausende abgelagert worden; davon zeugen römische und poströmische Ziegel und Holzkohlefunde in den Hochflutbildungen.

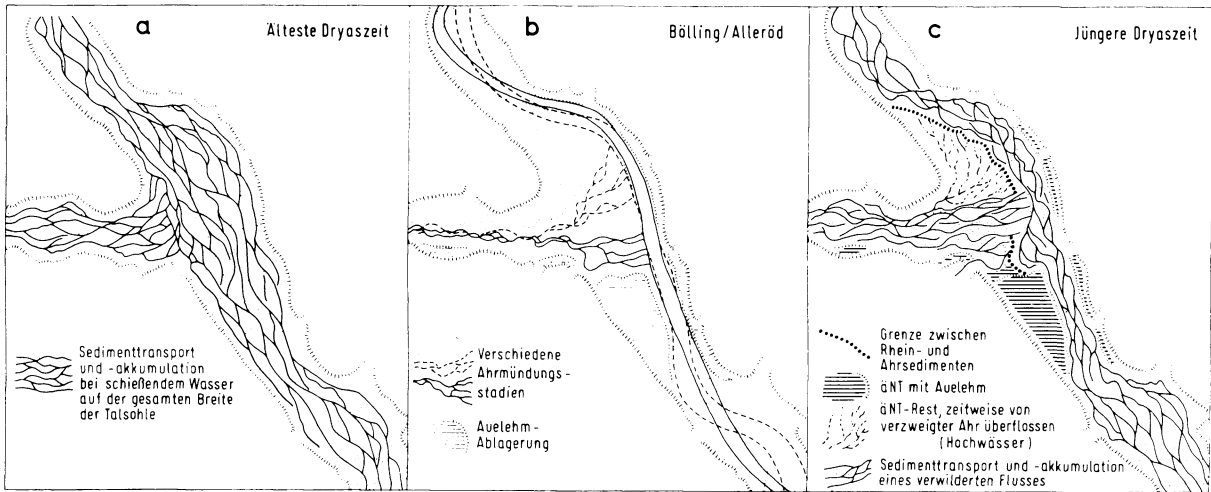


Abb. 6: Die spätglaziale Entwicklung der Niederterrassen im Gebiet der Ahrmündung. a: Älteste Dryaszeit, Ablagerung der hangenden Schichten der äNT durch schießendes Wasser (Parallelschichtung). b: Bölling/Allerödzeit, Erosion und Auelehmablagerung. c: Jüngere Dryaszeit, Ablagerung der jNT-Sedimente durch verwilderte Flußläufe (Schrägschichtung)

The late glacial development of the lower terraces in the area of the mouth of the Ahr. a: the Oldest Dryas period, deposition of overlying strata of the older lower terrace by rushing waters (parallel stratification). b: Bölling/Alleröd period, erosion and deposition of flood plain deposits. c: Younger Dryas period, deposits of younger lower terrace sediments by a braided river (cross-bedding)

In Abbildung 7 wird die Veränderung der Erscheinungsformen des Flußgrundrisses schematisch für den Rhein und die Ahr im Bereich der Ahrmündung dargestellt. Der Übergang von dem verwilderten Flußsystem des späten Hochglazials zu einem gewundenen, nicht verzweigten Rheinlauf mit Auelehmakkumulation bei gleichzeitiger geringer Erosion erfolgte bereits vor dem Alleröd, mindestens seit der Bölling-Klimaverbesserung. Abweichend vom Rhein verhielt sich die Ahrmündung. – Aufgrund der sedimentologischen und geomorphologischen Befunde läßt sich die Ältere Dryaszeit (ca. 12 000 bis 11 800 B. P.) nicht nachweisen. Die Jüngere Dryaszeit weist noch einmal für kurze Zeit periglaziale Erscheinungsformen in der Flußmorphologie auf; verwilderte Gerinne und Schottertransport und -akkumulation sind charakteristisch. Indizien für einen Permafrost konnten in den jNT-Sedimenten des unteren Mittelrheins nicht gefunden werden. – Für das Holozän ist ein gewundener Rheinlauf mit geringer Erosion bei gleichzeitiger Hochflutlehmabildung auf Terrassenresten typisch. Die Hauptauelehmssedimentation im Holozän scheint poströmisch zu sein.

3. Diskussion der Befunde

Aus der unterschiedlichen geomorphologischen und sedimentologischen Ausbildung der äNT und der jNT im Bereich der Ahrmündung (Abb. 4) muß gefolgert werden, daß die Faktoren, die zur Ausbildung von Flußterrassen führten, während der ausgehenden Hochglazialzeit (= Akkumulation der hangenden äNT-Sedimente) und der Jüngeren Dryaszeit

(= Akkumulation bzw. Bildung der jNT) nicht gleich waren. Da wir davon ausgehen müssen, daß Tektonik, Gesteine und Relief im Stromgebiet des Rheins und seiner Nebenflüsse im ausgehenden Hochglazial und in der Jüngeren Dryaszeit vergleichbar waren, kann die unterschiedliche Flußdynamik nur auf klimatische Faktoren und deren Einflüsse (z. B. auf die Vegetation) zurückgeführt werden. Auch ist hervorzuheben, daß die jNT des Rheins, die während der Jüngeren Dryaszeit entstand, keine analogen Bildungen an der Mittellahn (HEINE 1970, MÄCKEL 1969), der Mittelmose (KREMER 1954) und dem unteren Main (SEMME 1972) hat.

Die Frage, warum im unteren Mittel- und südlichen Niederrheingebiet in der Jüngeren Dryaszeit ein eigenständiger Schotterkörper sedimentiert wurde, in vielen anderen Tälern aber nicht, ist schon früher aufgeworfen worden (z. B. SEMME 1972).

Eine Besonderheit der spätglazialen Flußmorphologie des unteren Mittelrheins und des Niederrheins ist die Bildung der jNT während der Jüngeren Dryaszeit. Aufgrund der Laacher See-Trachyttuffe, die in den Sedimenten der jNT eingeschlossen sind, kann die jNT in der Regel leicht von der äNT unterschieden werden. Die Laacher See-Tuffe erlauben darüber hinaus in benachbarten Gebieten Aussagen über das Minimalalter der Aufschotterung der jüngsten Flußterrassen, die im Mittellahntal (HEINE 1970) und im unteren Maingebiet (SEMME 1972) ein prä-Allerödzeitliches Alter haben. Während an der Mittellahn und am unteren Main in der Jüngeren Dryaszeit keine eigenständigen Schotterkörper mehr abgelagert wurden, läßt sich für die untere Ahr Schottertransport in der Jüngeren Dryaszeit nachweisen.

Die äNT des Rheins kann mit der Niederterrasse der Mittellahn und z. T. mit der Niederterrasse des unteren Mains

korreliert werden; in allen Fällen handelt es sich um Akkumulationskörper, die unter periglazialen Klimabedingungen sedimentiert wurden. Diese kaltzeitliche Akkumulation ist vor dem Alleröd bereits beendet. Nur am Mittel- und Niederrhein kam es zur jNT-Bildung. In verwilderten (verzweigten) Flüssen ist der Sedimenttransport größer als in mäandrierenden Flüssen (vgl. SCHUMM 1979). In der Jüngeren Dryaszeit ist im Rheinstromgebiet unterhalb des Mittelrheinischen Beckens genügend Material vorhanden (vor allem Laacher See-Tuffe, Kiese und Sande der äNT etc.), so daß unter den Klimaverhältnissen der Jüngeren Tundrenzzeit gerade

noch ein verwilderter Fluß entstehen konnte; in den Nebenflußältern (Mosel, Lahn, Main) und am Oberrhein war das nicht mehr möglich. Damit ist die Entstehung der jNT des Mittelrheins auf das Zusammentreffen von zwei Faktoren zurückzuführen: (1) Das große Angebot an Bims lapilli, Sand und Kies und (2) die Klimabedingungen der Jüngeren Dryaszeit, die am Niederrhein zur Bildung der jNT führten, am Mittelrhein in Verbindung mit dem Materialangebot die jNT-Bildung ermöglichten, weiter südlich (d. h. stromauf) jedoch in ihrer geomorphologischen Bedeutung für die Flußterrassenbildung keinen Einfluß mehr hatten.

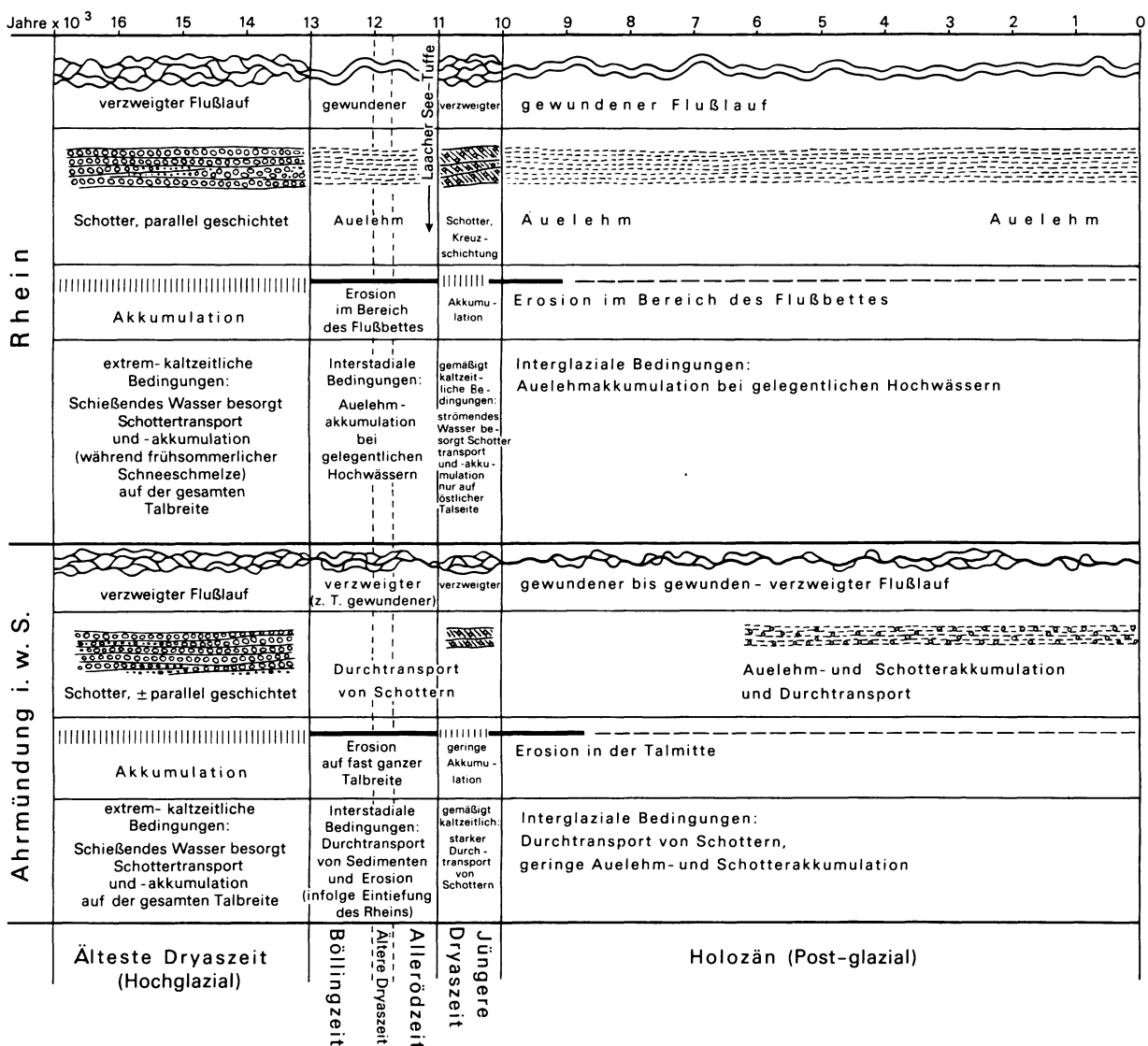
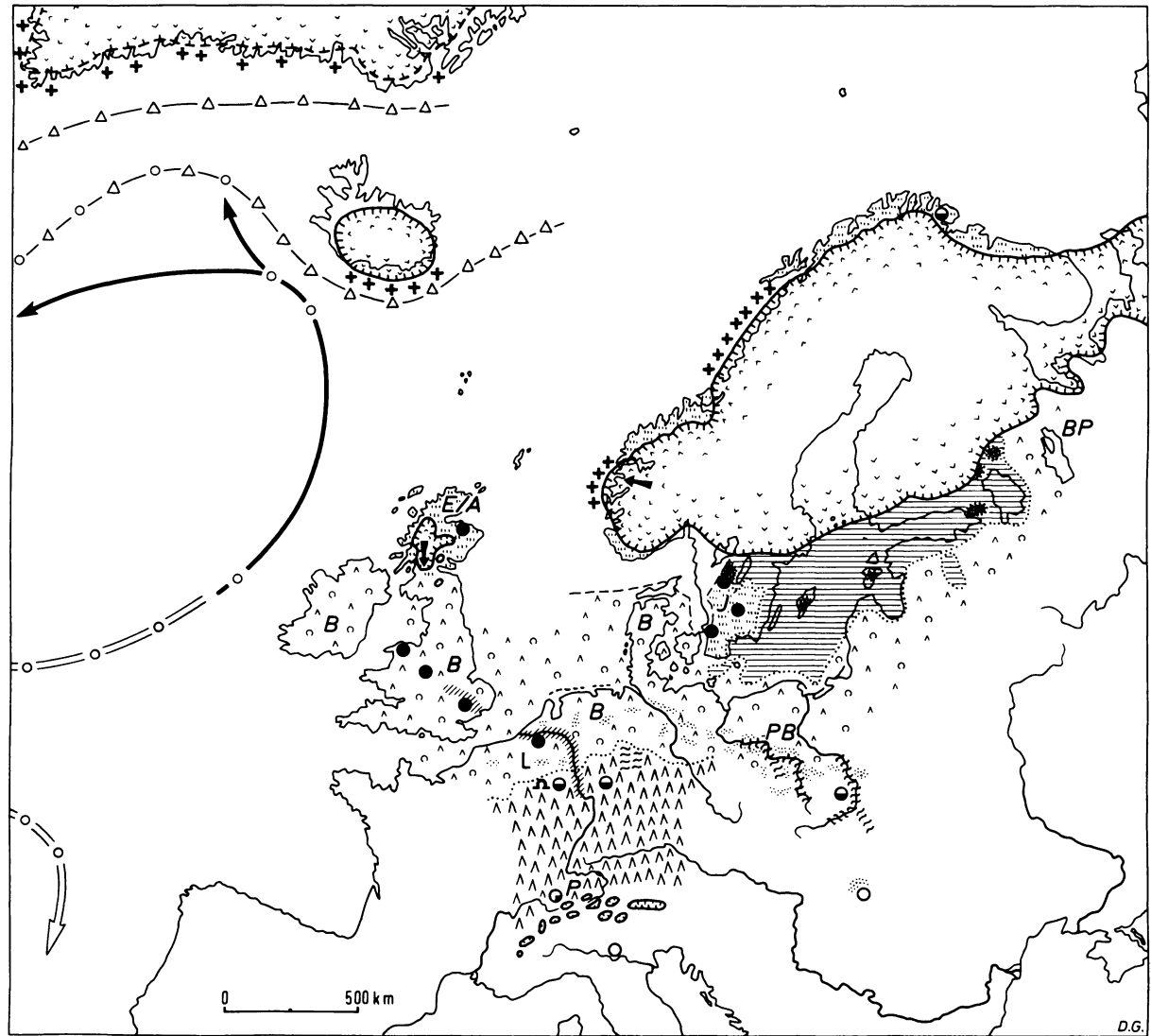


Abb. 7: Schema der geomorphologisch-sedimentologischen Veränderungen von Rhein und Ahr im Ahrmündungsgebiet während des Übergangs vom ausgehenden Hochglazial zum Holozän

Schemata of geomorphological-sedimentological changes of the rivers Rhine and Ahr in the confluence area during the transition from the close of the high-glacial to the Holocene period



- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | Eisrand nach Andersen in: Denton & Hughes 1981 | | verzweigte Flußläufe mit Sedimentkörper der Jüngeren Dryaszeit | | Offene Tundra |
| | Eisrand vermutet | | mäandrierende Flußläufe | | Tundra mit J Juniperus |
| | Eisstausee (im Winter und Frühjahr eisbedeckt) | | Dünenbildung | | E/A Empetrum-Artemisia |
| | Küstenlinie | | L Lößakkumulation | | (Wald-) Tundra mit B Betula |
| | Markanter Eisvorstoß | | Palsa / Thufur | | PB Pinus - Betula |
| | Eisbergbildung (z.T. nach Fillon et al. 1981) | | sehr markante | | BP Betula - Pinus |
| | warme Meeresströme | | markante | | Wald (in größeren Höhen der Mittelgebirge: Tundra) |
| | kalte Meeresströme | | wenig markante | | |
| | Eisberg-Drift ohne wesentliches Abschmelzen | | fehlende | | |
| | Auflösung der Eisberge | | | | |
- nach Fillon et al. 1981
 Botanische Belege für: Jüngere Dryas-zeitliche Temperatur-erniedrigung

Abb. 8: Paläogeographische Skizze für die Jüngere Dryaszeit mit Angabe einiger Paläoklimaindikatoren
 Palaeogeographical sketch of the Younger Dryas period with data on some palaeoclimatic indicators

Die Tatsache, daß die jNT nicht an anderen Mittelgebirgsflüssen vertreten ist, belegt eine regionale Differenzierung der Auswirkungen der Jüngeren Dryaszeitlichen Klimaschwankung. Dafür sprechen auch andere Befunde: Am Gipping River in Suffolk/England sind während der Jüngeren Dryaszeit im Oberlauf Erosion und im Unterlauf Akkumulation nachgewiesen; ein eigenständiger Schotterkörper aus der Jüngeren Dryaszeit existiert dort (ROSE et al. 1980). In Polen wirkte sich die Jüngere Dryaszeit geomorphologisch-sedimentologisch (eigener Schotterkörper) in den Flußtälern nicht mehr aus (KOZARSKI et al. 1977). Auf diese regionalen Unterschiede der Indizien für die Jüngere Dryaszeit deuten auch viele andere Beobachtungen (MOORE 1979). Am deutlichsten ist die Jüngere Dryaszeit im Umkreis der skandinavisch-schottischen Inlandeise durch sedimentologische und biologische Indikatoren zu erkennen und zu rekonstruieren. Mit zunehmender Entfernung von Inlandeis-Resten werden die Indizien für die Jüngere Dryaszeit immer schwächer; in den Alpen gibt es nur noch geringe quantitative Änderungen der Flora während der Jüngeren Dryaszeit in Verbindung mit einigen Hinweisen auf vermehrte Erosion, während südlich der Alpen im Po-Tal keine Sedimentationsänderungen zu erkennen sind und die Jüngere Dryaszeit aufgrund von Pollenuntersuchungen kaum auszumachen ist (MOORE 1979). Auch mit zunehmender Entfernung vom Atlantik nach Osten verwischen sich die Belege für die Jüngere Dryaszeit mehr und mehr, wobei in den Mittelgebirgen die periglazialen Zeugen der Jüngeren Dryaszeit weiter nach Süden und Osten reichen als in den Flußtälern und Niederungen. Der lokale Charakter der Klimaschwankungen der Jüngeren Dryaszeit geht aus diesen geographischen Veränderungen der geomorphologischen, sedimentologischen und paläoökologischen Belege klar hervor. Darauf haben in anderem Zusammenhang bereits MERCER (1969) und HEINE (1977) hingewiesen.

Abbildung 8 stellt einige ausgewählte Paläoklimaindikatoren für die Jüngere Dryaszeit in Europa dar. Der untere Mittelrhein und die Ahr scheinen im Übergangsbereich vom stärker periglazial beeinflussten Nordwest- und Nordeuropa und dem weniger periglazial geprägten Mitteleuropa zu liegen. Während in den deutschen Mittelgebirgen – mit Ausnahme der größeren Erhebungen – eine Waldvegetation auftrat, war das nordwest- und nordosteuropäische Tiefland durch tundrenähnliche Vegetation charakterisiert. In diesem Zusammenhang wird deutlich, daß am Gipping River in England und am unteren Mittelrhein eine „periglaziale“ fluviatile Schotterakkumulation möglich waren, nicht jedoch an den anderen deutschen Mittelgebirgsflüssen und auch nicht in Polen (wegen der zunehmenden Kontinentalität).

4. Schlußbetrachtung

Ausgehend von der rezenten Morphodynamik im Bereich der Ahrmündung und der geomorphologisch-sedimentologischen Untersuchung der äNT und der jNT im Gebiet der Ahrmündung können folgende Ergebnisse herausgestellt werden:

(1) Rhein und Ahr zeigen verschiedene Erscheinungsformen des Flußgrundrisses. Diese Flußbett-Muster ändern sich in Abhängigkeit von den (klimatisch-gebundenen) Umweltfaktoren. Dabei fällt auf, daß sich Rhein und Ahr nicht identisch verhalten.

(2) Die äNT tritt uns als charakteristische periglaziale Aufschotterung sowohl am Rhein als auch an der Ahr entgegen.

(3) Die geomorphologisch-sedimentologischen Befunde belegen einen Übergang von periglazialen zu holozänen Prozessen bereits zu Beginn der Böllingzeit.

(4) Die jNT ist als klimatisch bedingte Aufschotterung der Jüngeren Dryaszeit nur am unteren Mittelrhein und Niederrhein ausgebildet. Die geomorphologisch-sedimentologischen Befunde weisen auf einen kurzen „Rückfall“ in periglaziale Verhältnisse, die jedoch nur das Niederrheingebiet und die Höhen der Mittelgebirge erfassen.

(5) Die Arbeitsweise geomorphologischer Prozesse kann als eine Serie episodischer Materialverlagerungen angesehen werden, wobei Verzögerungen von der Materialaufbereitung über den Materialtransport bis zum Materialexport aus einem betreffenden Gebiet in Raum und Zeit auftreten können (DOUGLAS 1980), z. B. (a) Sandbänke der Ahrmündung, (b) Akkumulation der jNT im unteren Mittelrheintal, (c) Bildung der äNT bzw. der letzteiszeitlichen Niederterrassen europäischer Flüsse.

(6) Aus dem Vergleich der Rhein- und Ahrsedimente (äNT, jNT, holozäne Ablagerungen) ergibt sich die Sonderstellung der jNT-Ablagerungen. Vergleichende Literaturauswertungen bestätigen den speziellen Klimacharakter der Jüngeren Dryaszeit sowie seine regionalen Veränderungen.

Nachtrag: Nach Drucklegung des Aufsatzes wurde ich erst auf die Arbeit von E. BIBUS: „Zur Relief-, Boden- und Sedimententwicklung am unteren Mittelrhein“ – Frankfurter Geow. Arb., Ser. D, Bd. 1, 1980 aufmerksam. BIBUS behandelt auf den Seiten 152–157 die Verhältnisse an der Ahrmündung.

Literatur

- BRUNNACKER, K.: Der Niederrhein im Holozän. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 28, 1978, 399–440.
- DENTON, G. H. & HUGHES, T. J.: The Last Great Ice Sheets. – 484 S., New York – Chichester – Brisbane – Toronto 1981 (J. Wiley & Sons).
- DOUGLAS, I.: Climatic geomorphology. Present-day processes and landform evolution. Problems of interpretation. – Z. Geomorph. N. F., Suppl.-Bd. 36, 1980, 27–47.
- FILLON, R. H., MILLER, G. H. & ANDREWS, J. T.: Terrigenous sand in Labrador sea hemipelagic sediments and paleoglacial events on Baffin Island over the last 100 000 years. – Boreas 10, 1981, 107–124.
- HEINE, K.: Fluß- und Talgeschichte im Raum Marburg/Lahn. – Bonner Geogr. Abh. 42, 195 S., Bonn, 1970.
- : Beobachtungen und Überlegungen zur eiszeitlichen Depression von Schneegrenze und Strukturbodengrenze in den Tropen und Subtropen. – Erdkunde 31, 1977, 161–178.
- KOZARSKI, S. & ROTNICKI, K.: Valley floors and changes of river

- channel patterns in the North Polish Plain during the Late-Würm und Holocene. – *Quaestiones Geographicae* 4, 1977, 51–93.
- KRAUSE, A.: Die Ahrmündung, ein Naturschutzgebiet südlich von Bonn. In: *Rheinische Landschaften*, H. 16 (Schutzwürdige Natur und Landschaft im Bonner Raum), Köln, 1979, 7–10.
- KREMER, E.: Die Terrassenlandschaft der mittleren Mosel. – *Arb. Rhein. Landeskd.* 6, 100 S., Bonn, 1954.
- LEOPOLD, L. B. & LANGBEIN, W. B.: River meanders. – *Sci. Amer.* 1966, 60–70.
- MÄCKEL, R.: Untersuchungen zur jungquartären Flußgeschichte der Lahn in der Gießener Talweitung. – *Eiszeitalter u. Gegenwart* 20, 1969, 138–174.
- MANGELSDORF, J. & SCHEUMANN, K.: Flußmorphologie. Ein Leit-faden für Naturwissenschaftler und Ingenieure. – 262 S., München-Wien (Oldenbourg) 1980.
- MERCER, J. H.: The Allerød Oscillation: A European Climatic Anomaly? – *Arctic and Alpine Research* 1, 1969, 227–234.
- MIALL, A. D.: A Review of the Braided-River Depositional Environment. – *Earth-Science Reviews* 13, 1977, 1–62.
- MOORE, P. D.: Reconstructing the past. – *Nature* 279, 1979, 759–760.
- ROSE, F., TURNER, C., COOPE, G. R. & BRYAN, M. D.: Channel changes in a lowland river catchment over the last 13 000 years. – In: *Timescales in Geomorphology*, R. A. CULLINGFORD, D. A. DAVIDSON & J. LEWIN (ed.), Chichester 1980 (J. Wiley & Sons), 159–175.
- SCHUMM, S. A.: Geomorphic thresholds: the concept and its applications. – *Inst. of British Geographers, Transactions. N. S.* 4 (4), 1979, 485–515.
- SEMMEI, A.: Untersuchungen zur jungpleistozänen Talentwicklung in deutschen Mittelgebirgen. – *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* Bd. 14, 1972, 105–112.
- THOSTE, V.: Die Niederterrassen des Rheins vom Neuwieder Becken bis in die Niederrheinische Bucht. – *Inaugural-Diss. Math.-Nat. Fak. Univ. Köln*, 1974, 130 S.

ZUM LANGFRISTIGEN ABFLUSSVERHALTEN UND SEINEN STEUERUNGSMECHANISMEN IM PERIGLAZIALEN ZENTRAL-ISLAND

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

KLAUS RICHTER

Summary: On the long-term runoff behaviour and its controlling mechanisms in the periglacial region of Central Iceland.

The existence of long-term hydrological raw data material for Icelandic rivers offers the rare opportunity of identifying the hydrological conditions of glacial-periglacial river basins quantitatively and of analysing them as to the variability of these conditions. The present paper deals with the long-term runoff behaviour (1940–1979) of the Jökulsá á Fjöllum river basin (7180 km²) in the north-eastern part of the Icelandic highlands. 22% of the area which receive 47% of the area precipitation are glaciated by a part of the Vatnajökull ice-cap. 79% of the long-term water input supply the runoff, 21% evaporate.

A seasonal and regional subdivision of the river basin reveals that the runoff is composed of, first, a relatively high base flow as a result of the permeable volcanic rocks and the unconsolidated sediments in the research area, of, secondly, snow meltwater from the unglaciated area as a result of increasing energy input in spring, and of, thirdly, glacial meltwater from the glaciated area as a result of relatively high summer energy input. For the river basin taken as a hydrological unit, direct glacial ablation runoff and the long-term infiltration of rain, of snow meltwater, and, most important, of glacial ablation water into the ground are, in connection with a northbound groundwater flow, the determining factors of the amount of the annual runoff. Correlation and regression analyses support these findings. Accordingly, the thermic-climatic development of the past forty years is reflected in the long-term runoff behaviour and results in considerable variations of the mean discharge during this period.

Aus geographischer Sicht machen hauptsächlich drei Gründe eine Beschäftigung mit der Wasserführung von Flüssen im arktischen und subarktischen Periglazialraum erforderlich. Erstens wird die Morphodynamik im periglazialen Milieu weitgehend durch fluvialen Sedimenttransport und fluviale Erosion bestimmt. Zweitens stellen die abfließenden Wassermengen ein beachtliches hydroenergetisches Potential dar, das in weitesten Teilen der Arktis und Subarktis noch ungenutzt ist. Drittens spiegeln sich speziell in der Wasserführung von periglazialen Fließgewässern mit Anschluß an vergletscherte Einzugsgebietsteile deutlich die Wetter-, Witterungs- und Klimabedingungen wider, die den Wasserhaushalt als wichtiges Teilsystem des Naturhaushaltes steuern. Damit besitzt das Abflußverhalten periglazialer Einzugsgebiete mit Gletscheranschluß eine Indikatorfunktion bezüglich der Persistenz bzw. Labilität periglazialer Ökosysteme. Unter diesem Aspekt erscheinen gerade mit Blick auf die markante Temperaturdepression in der atlantischen Arktis und ihren Randgebieten während der sechziger und siebziger Jahre unseres Jahrhunderts (vgl. v. a. SCHUNKE 1979a) einerseits und auf die befürchteten globalen Auswirkungen der steigenden Freisetzung von CO₂ in die Atmosphäre (vgl. FLOHN 1977) andererseits Untersuchungen des glazial-periglazialen Abflußverhaltens als von besonders aktueller Problematik.

Bisherige hydrologische Untersuchungen im arktischen und subarktischen Raum konnten sich nur auf relativ kurzzeitige oder saisonal lückenhafte Messungen des Abflusses stützen (vgl. SEIFRIED 1971, 1972, McCANN & COGLEY 1972). Für den teilweise vergletscherten Periglazialbereich Islands indes steht ein langfristigeres Datenmaterial der isländischen Energiebehörde „Orkustofnun“ zur Verfügung (vgl. RIST 1956, 1969). Hierauf gegründete neuere Untersuchungen galten bislang in erster Linie der Einbindung des Abflusses in das Wasserhaushaltsgefüge (vgl. RICHTER 1981, RICHTER & SCHUNKE 1981).

Im folgenden sollen am Beispiel der Jökulsá á Fjöllum anhand von täglichen Abflußmessungen, die die hydrologischen Jahre 1940–1979, d. h. die Zeit von Oktober 1939 bis September 1979, umfassen, das langfristige Abflußverhalten und seine Steuerungsmechanismen analysiert werden. Dabei wird zunächst der jährliche Wasserumsatz des Einzugsgebietes im langjährigen Mittel untersucht. Danach soll eine saisonale und regionale Aufteilung der Abflußsteuerung vorgenommen werden, bevor dann die langfristigen Entwicklungstendenzen des Abflusses und ihre Determinanten im Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum analysiert werden. Dabei gründet sich die Untersuchung außer auf eigene Feldarbeiten im Jahre 1979 vor allem auf die statistisch-quantitative Auswertung des von „Orkustofnun“ zur Verfügung gestellten hydrologischen Datenmaterials.

1. Der mittlere jährliche Wasserumsatz im Untersuchungsgebiet

Die Jökulsá á Fjöllum fließt im nordöstlichen Zentral-Island vom Rande der Vatnajökull-Eiskappe nach Norden in den Axarfjörður (vgl. Abb. 1). Von rechts empfängt sie mehrere Nebenflüsse, deren bedeutendster der Gletscherfluß Kreppa ist. Die Jökulsá á Fjöllum ist mit einer Länge von 206 km nach der Thjórsá (230 km) der zweitlängste Fluß Islands. In der mittleren Wasserführung steht sie hinter Ölfusá, Thjórsá und Kúdafljót/Skaftá an vierter Stelle. Das Einzugsgebiet umfaßt 7750 km². Es handelt sich damit um das größte isländische Flußgebiet, von dem 7180 km² das durch den Pegel vhm 20 (Axarfjörður) bei Laufkilometer 187 definierte Untersuchungsgebiet ausmachen.

Der Höhenunterschied von 694 m, den die Jökulsá á Fjöllum von ihrem Austritt am Gletscherrand des Vatnajökull in 720 m ü. M. bis zum Pegel in 26 m ü. M. überwindet, entspricht einem mittleren Gefälle von 3,7‰, das jedoch aufgrund mehrerer Gefällsstufen sehr ungleich verteilt ist und im 30 km langen Jökulsá-Canyon im Nordteil des Laufes 10‰ überschreitet, wobei mehrere Wasserfälle, darunter der Dettifoss mit einer Fallhöhe von 44 m, zwischengeschaltet sind (vgl. THORARINSSON 1959, 1960, SIGURDSSON et al. 1975). Das Einzugsgebiet der Jökulsá á Fjöllum liegt in der neovulkanischen Zone Zentral-Islands und weist insgesamt hoch-

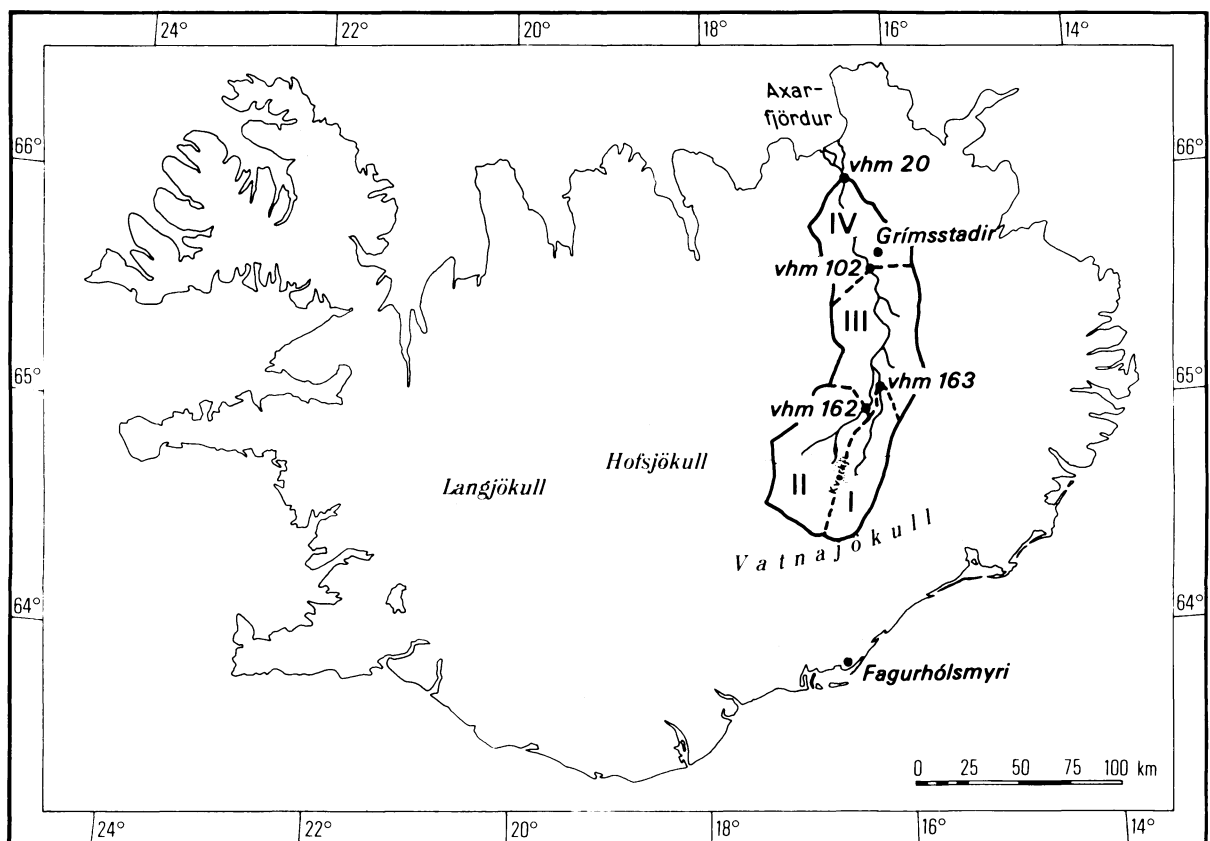


Abb. 1: Orientierungskarte / Orientation map