

Die mittelpleistozäne Flußentwicklung im nordöstlichen Harzvorland

Von dem Fachbereich Geowissenschaften und Geographie
der Universität Hannover
zur Erlangung des Grades eines

DOKTORS DER NATURWISSENSCHAFTEN

Dr. rer. nat.

genehmigte Dissertation

von

Dipl.-Geol. Hans-Jürgen Weymann
geboren am 22.03.1968, in Bad Bentheim

2003

Referent: Prof. Dr. D. Henningsen

Korreferent: Prof. Dr. W. Boenigk

Tag der Promotion: 29.04.2003

KURZFASSUNG

In der vorliegenden Arbeit wird die mittelpleistozäne Flußgeschichte im nordöstlichen Harzvorland behandelt. Der Schwerpunkt liegt bei den Mittelterrassensedimenten (frühe Saalezeit). Hieraus wurde das paläogeographische Harzflußnetz rekonstruiert, ergänzt um einzelne Erkenntnisse zum oberterrassenzeitlichen (frühe Elsterzeit oder älter) Flußnetz. Als Arbeitsmethoden wurden von den mittelpleistozänen Sedimenten Geröll- und Schwermineralbestand, Sedimentmerkmale sowie deren Höhenlage über den heutigen Harzflüssen untersucht. Hierbei lag der Untersuchungsschwerpunkt im Geröllbestand. Mittels dieser vier Untersuchungsmethoden wurden die Flußsedimente von elster- und saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten abgegrenzt. Im weiteren erfolgte eine Zuordnung der Flußsedimente zu ihren Harzflüssen. Zuletzt wurden die Flußsedimente in Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente stratigraphisch untergliedert und daraus das paläogeographische Harzflußnetz rekonstruiert. Dabei zeigt sich, daß die Harzflüsse nicht nur zur Oberterrassenzeit, sondern streckenweise auch zur Mittelterrassenzeit andere Verläufe als heute besaßen. Als Ursache für diese Laufänderungen wird vor allem das Zusammenspiel mit den Eismassen der nordischen Inlandvereisungen der Elster- und Saalezeit gesehen.

Von Laufänderungen waren Ecker, Ilse, Rammelsbach, Holtemme, Goldbach, Bode, Selke und Eine betroffen:

Oberterrassenzeit

- Die Ecker floß zwischen heutiger Ecker und Ilse in Richtung Großer Fallstein.
- Die Ilse besaß einen nordöstlichen Verlauf in Richtung Huy.
- Der Goldbach floß zusammen mit der Holtemme nach Nordwesten südlich des Huys und im weiteren Verlauf nach Vereinigung mit Ilse und Ecker südlich des Großen Fallsteins entlang.

Mittelterrassenzeit

- Die Ecker besaß einen nordöstlicheren Verlauf.
- Die Ilse besaß in Harzrandnähe einen östlicheren Verlauf, der Rammelsbachzufluß lag weiter flußabwärts. Stromab floß das gesamte Gewässer nach Norden zwischen Huy und Großem Fallstein und dann nach Westen in den Bereich des Großen Bruchs.
- Die Holtemme hatte bereits ihren heutigen Verlauf, ihr heutiger Nebenfluß, der Goldbach floß nach Harzaustritt nach Nordosten im Bereich des heutigen Zapfenbachs der Bode zu.
- Die Eine floß ab Aschersleben nach Nordwesten, nach Vereinigung mit der Selke im Bereich der Seeländerei, mündete das gesamte Gewässer im heutigen Bereich des Selkezuflusses in die Bode.
- Die Bode besaß im Bereich der Holtemmemündung einen westlicheren Verlauf und floß im Bereich des Espenbruchs nach Osten zur Saale.

Bei diesen Untersuchungen wurden folgende Problemstellungen beantwortet:

- Bislang gedeutete "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) wurden als "proximale Schmelzwassersedimente" erkannt.
- Im Bereich der Ecker und Ilse wurde aufgrund großer Höhenlagen von Mittelterrassenvorkommen bislang eine postmittelpleistozäne Hebung des Großen Fallsteins angenommen (Feldmann, 2002). Nach neuen Befunden werden die großen Höhenlagen auf postmittelterrassenzeitliche übergroße Erosionsbeträge infolge Laufverkürzung des Ilse-Rammelsbachsystems bzw. subglazärer Prozesse von Schmelzwässern zurückgeführt.
- Für eine bislang in Teilbereichen des nordöstlichen Harzvorlands angenommene stratigraphische Untergliederung der Mittelsedimente aufgrund von Kryoturbationshorizonten oder eines kurzfristigen saalezeitlichen nordischen Inlandeisvorstoßes gibt es nach allen eigenen Befunden keine gesicherten Hinweise.

Schlüsselwörter: Harzvorland, Harz, Quartär, Flußablagerungen, Terrassenstratigraphie, Mittelpleistozän

ABSTRACT

The present study deals with the evolution of the middle Pleistocene river system in the north-eastern foreland of the Harz Mtns. Sediments of the middle fluvial terrace level (early Saalian time) are the main objectives. By using these sediments supplementary with some results of upper fluvial terrace level (early Elsterian time or older) the fluvial palaeogeography within the area has been reconstructed. The sediments were investigated with respect to their gravel spectra, heavy mineral record, sedimentary structures and altitude above the recent river beds. Due to the resulting specifics the sediments have been attributed to particular rivers in the area. Furthermore it is possible to distinguish between fluvial sediments and Elsterian as well as Saalian fluvio-glacial deposits. Together with discernible middle or upper terrace characteristics this led to a spatio-temporal reconstruction of the palaeo river system of the Harz Mtns. It revealed that not only during upper terrace sedimentation but even while middle terraces were deposited the rivers partly diversified. These river diversions were mainly caused by hydrodynamic changes reflecting interaction of the fluvial system with Elsterian and Saalian ice shield formation in the north.

The Rivers Ecker, Ilse, Rammelsbach, Holtemme, Goldbach, Bode, Selke and Eine were affected by this development as follows:

Upper terrace level formation

- The Ecker River formerly ran between its recent river bed and that of the Ilse River in direction to the Großer Fallstein Mtn.
- The Ilse River flowed to the NE towards the Huy Mtn.
- The Goldbach River and the Holtemme River mutually ran to the NW south of the Huy Mtn. After flowing together with the Ilse River and Ecker River it ran south of the Großer Fallstein Mtn.

Middle terrace level formation

- The Ecker River flowed far more NE.
- Near to the Harz Mtns. the Ilse River flowed more in the E. The tributary junction of the Rammelsbach River was located far more downstream. Thereafter the Ilse River ran to the N between Huy Mtn. and Großer Fallstein Mtn. to end up flowing in the area of the Großes Bruch.
- The Holtemme River kept its course. Its recent tributary the Goldbach River flowed to the NE and joined the Bode River after leaving the Harz Mtn. Range.
- The Eine River ran to the NW when passing today's city of Aschersleben. After flowing together with the Selke River in the area of the Seeländerei it became a tributary to the Bode River.
- The Bode River within the recent tributary junction of the Holtemme ran far more in the W. In the area of the Espenbruch it flowed eastwards to the Saale River.

The following general implications resulted out of the study:

- The so called "mixed sediments" sensu Rosenberger & Altermann (1975) have now been interpreted as proximal fluvio-glacial deposits.
- High altitudes of middle terrace fluvial deposits in the courses of the Ecker River and Ilse River were formerly assigned to post middle Pleistocene uplift of the Großer Fallstein Mtn. (Feldmann, 2002). The present study suggests that the unusual high altitudes should rather be attributed to post middle terrace level erosion of the shortened Ilse-Rammelsbach river system or fluvio-glacial processes below the glacier.
- Within the north-eastern foreland of the Harz Mtns. middle terrace level deposits have previously been subdivided by cryoturbation horizons or short-term progradation of Saalian glaciation. This is not supported by own results for the examined area.

Keywords: harz foreland, harz mountain, quarternary, fluvial deposits, terrace stratigraphy, middle pleistocene

INHALTSVERZEICHNIS

1. Allgemeiner Überblick	7
1.1. Geographischer Überblick	7
1.2. Geologischer Überblick	7
1.3. Bearbeitungsstand und Problemstellung	10
2. Arbeitsmethoden	19
2.1. Sedimentmerkmale	19
2.2. Geröllbestand	19
2.3. Schwermineralbestand	23
2.4. Höhenlage von Flußterrassen	25
3. Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten	26
3.1. Sedimentmerkmale	26
3.2. Geröllbestand	27
3.3. Schwermineralbestand	29
3.3.1. Vergleich von Schwermineral- und Geröllbestand	31
4. Lagerungsverhältnisse von Flußsedimenten und glazigenen Ablagerungen anhand beispielhafter Aufschlüsse	32
4.1. Flußsedimente	32
4.1.1. Zweiteilung der Mittelterrassensedimente	34
4.1.2. Einschaltung von nordischem Material	35
4.2. Glazigene Ablagerungen	35
4.2.1. Einschaltung von paläozoischem Material	37
5. Zuordnung der Flußsedimente zu ihren Harzflüssen	38
5.1. Geröllführung der Harzflüsse	39
5.1.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem	39
5.1.2. Holtemme, Goldbach und Bode	45
5.1.3. Selke-Einesystem	50
5.2. Schwermineralführung der Harzflüsse	54
5.2.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem	54
5.2.2. Holtemme, Goldbach und Bode	55
5.2.3. Selke-Einesystem	56
5.2.4. Vergleich von Schwermineral- und Geröllführung	58
6. Ursachen für Flußlaufänderung und Talbildung	59
7. Rekonstruktion des mittelpleistozänen Harzflußnetzes nach Höhenlage von Flußterrassen	60
7.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem	60
7.2. Holtemme, Goldbach und Bode	66
7.3. Selke-Einesystem	70
8. Bewertung nicht eindeutiger Befunde einzelner Arbeitsmethoden	74
9. Zusammenfassung	75
10. Angeführte Schriften	80
11. Anhang	85
11.1. Aufschlußbeschreibungen	85
11.2. Geröllzähllisten	102
11.3. Schwermineralzähllisten	119

ABBILDUNGSVERZEICHNIS

Abb. 1: Lage des Arbeitsgebiets im nordöstlichen Harzvorland	7
Abb. 2: Topographische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der TK 100 Bl. Braunschweig C3926, Helmstedt C3930, Goslar C4326, Halberstadt C4330	8-9
Abb. 3: Geologische Übersichtskarten der präquartären Gesteine des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der geologischen Übersichtskarte 1:100.000: subherzyne Kreidemulde (Schroeder, 1930) und Harz (Hinze et al., 1998)	12-13
Abb. 4: Vereinfachte Gliederung des Quartärs im nördlichen Harzvorland (in Anlehnung an Bombien, 1987; Knoth, 1995 und Feldmann & Groetzner, 1998)	15
Abb. 5: Geologische Übersichtskarte der quartären Sedimente des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der geologischen Übersichtskarten 1:100.000: subherzyne Kreidemulde (Schroeder, 1930) und Harz (Hinze et al., 1998)	16-17
Abb. 6: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphisches Alter der nordischen (N), einheimisch-mesozoischen (M) und anderen (A) Gesteine	20
Abb. 7: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphisches Alter der einheimisch-paläozoischen (P) Gesteine	22
Abb. 8: Übersichtsdarstellung der Schwermineralverteilung von Gesteinen aus dem Harz und nordöstlichem Harzvorland (vereinfacht n. Ulrich, 2001)	24
Abb. 9: In Aufschluß A50 westlich Aschersleben: Foto a) Flußsedimente mit synsedimentären Eiskeil; Foto b) Schmelzwassersedimente	26
Abb. 10: N:M:P-Kennwerte von Geröllproben des Arbeitsgebiets zur Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten	28
Abb. 11: Stab:Meta:Magm-Kennwerte von Schwermineralproben des Arbeitsgebiets zur Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten	30
Abb. 12: Erosive Grenze zwischen Mittelterrassensedimenten und unterlagernden elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten (Vorkommen A44 östlich Hoym)	32
Abb. 13: Mittelterrassensedimente mit synsedimentären Kryoturbaitions-horizont aus feinsandigem Schluff bis tonigem, schluffigen Kies, der z.T. von nordischen Grobkiesgeröllen unterlagert wird (Vorkommen A51 südlich Aschersleben)	33
Abb. 14: Schematisches Wandprofil vom Vorkommen A44 östlich Hoym (in Anlehnung an Groetzner & Winter, 1998)	34
Abb. 15: Proximale Schmelzwassersedimente mit aufgearbeitetem Bodematerial (Aufschluß A32 südwestlich Quedlinburg)	36
Abb. 16: In den proximalen Schmelzwassersedimenten durch abschmelzendes Toteis hervorgerufene Abschiebung (Aufschluß A32 südwestlich Quedlinburg)	37
Abb. 17: Die signifikantesten paläozoischen Geröllkomponenten von mittelterrassenzeitlichen Harzflüssen (Mittelwerte in Stück% von harzrandnahen Vorkommen)	38
Abb. 18: Geologische Übersichtskarte von Einzugsgebieten der Flüsse im Harz - auf Grundlage der geologischen Karte Harz (Hinze, 1998)	40-41
Abb. 19: Eg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems	42
Abb. 20: Geröllganglinien der Ecker	43
Abb. 21: Ig:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems	44
Abb. 22: Geröllganglinien des Ilse-Rammelsbachsystems	45
Abb. 23: Di:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems	46

Abb. 24: Di:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode	47
Abb. 25: Geröllganglinien der Holtemme	48
Abb. 26: Zg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode	49
Abb. 27: Geröllganglinien der Bode	50
Abb. 28: Gr:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Selke und Eine	51
Abb. 29: Hg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Selke und Eine	52
Abb. 30: Geröllganglinien der Selke	53
Abb. 31: Geröllganglinien der Eine	53
Abb. 32: Die signifikantesten Schwermineralkomponenten von mittelterrassenzeitlichen Harzflüssen (Mittelwerte in Stück% von harzrandnahen Vorkommen)	54
Abb. 33: Aug:Zir:Ort-Kennwerte von Schwermineralproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems	55
Abb. 34: Aug:Zir:Epid-Kennwerte von Schwermineralproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode	56
Abb. 35: Aug:Zir:Epid-Kennwerte von Schwermineralproben der Selke und Eine	57
Abb. 36: Schwermineralführung von Harzflüssen im Vergleich zu ihrer Geröllführung	58
Abb. 37: Überblick der Höhenlage über Talaue aller Terrassensediment-Vorkommen des Arbeitsgebiets	60
Abb. 38: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Ecker zugeordnet werden	61
Abb. 39: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Ecker vom Harzrand, längs der Stimmecke bis zum Großen Bruch (6,25fach überhöht)	62
Abb. 40: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Ilse-Rammelsbachsystem zugeordnet werden	63
Abb. 41: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue des Ilse-Rammelsbachsystems vom Harzrand entlang östlich und nördlich des Großen Fallsteins (6,25fach überhöht)	65
Abb. 42: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Holtemme zugeordnet werden	67
Abb. 43: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Goldbach zugeordnet werden	68
Abb. 44: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Bode zugeordnet werden	69
Abb. 45: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Bode vom Harzrand bis zum Espenbruch (6,25fach überhöht)	70
Abb. 46: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Selke-Einesystem zugeordnet werden	71
Abb. 47: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Selke vom Harzrand bis zur Bode (6,25fach überhöht)	72
Abb. 48: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Eine vom Harzrand bis zur Selke im Bereich der heutigen Talmündung der Seeländerei (6,25fach überhöht)	72
Abb. 49: Paläogeographische Rekonstruktion des mittelterrassenzeitlichen Harzflußnetzes mit Ergebnissen zum oberterrassenzeitlichen Harzflußsystem	78-79

DANKSAGUNG

Die vorliegende Arbeit entstand am Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover. An dieser Stelle möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. D. Henningsen¹ und Herrn Prof. Dr. W. Boenigk² für die fachliche Betreuung und den konstruktiven Diskussionen recht herzlich bedanken.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Dr. J.-P. Groetzner¹ als Initiator und Mentor für seine immerwährende Bereitschaft zu Diskussionen und sein stetes Interesse am Fortgang dieser Arbeit.

Für die gemeinsame, ereignisreiche Bohrkampagne im Gelände und die zur Verfügung gestellten Ergebnisse seiner Diplom-Arbeit möchte ich Herrn Dipl.-Geol. D. Ulrich meinen Dank aussprechen.

Mehrere diskussionsreiche Geländebegehungen mit Herrn Dr. J.-P. Groetzner, Herrn Dr. L. Feldmann³, Herrn Prof. Dr. D. Henningsen, Herrn Prof. Dr. W. Boenigk, Frau Prof. Dr. J. Winsemann¹, Herrn Dr. U. Asperion¹, Frau Dipl.-Geol. A. Kroll und Herrn S. Winter gaben mir wertvolle Hinweise sowie Anregungen zu speziellen Fragestellungen und zur Bearbeitung der Aufschlüsse.

Für die kritische Durchsicht und Korrektur dieser Arbeit gebührt Herrn Dr. J.-P. Groetzner und Herrn Dr. J. Elbracht mein aufrichtiger Dank.

Beim Fortgang und Fertigstellung dieser Arbeit waren mir die Herren Dr. A. Skowronek, Dr. F. Wrobel und Dr. U. Asperion mit ihren Ratschlägen eine große Hilfe.

Mein Dank gilt Herrn Dipl.-Geol. W. A. Bartholomäus für fachliche Hilfe bei besonderen schwierigen "Geröllbestimmungen".

Für die zur Verfügung gestellten Ergebnisse seiner Diplom-Arbeit möchte ich Herrn Dipl.-Geogr. V. Reinecke⁴ meinen Dank aussprechen.

Durch die kurzfristig schnelle Ausleihung der benzinbetriebenen Bohrhämmer haben mir das Ingenieurbüro Dr.-Ing. V. Patzold und die Fa. Geoskop dankenswerterweise sehr geholfen.

Auch bin ich allen Kiesgrubenbesitzer zu Dank verpflichtet, die mir die Untersuchung ihrer Gruben gewährten. Hierbei sind die Baggerfahrer zu erwähnen, die so manche verschüttete Grubenwand für die Profilaufnahme freigelegt haben.

Mein besonderer Dank gilt meiner Freundin Marlena Marzinowski und Dimitri für ihre aufgebrachte Geduld und Unterstützung während der langwierigen Erstellung dieser Arbeit. Besonders die von Marlena Marzinowski letzte durchgeführte Korrekturlesung war mir eine wertvolle Hilfe.

Zu guter letzt möchte ich allen nicht genannten Personen danken, die in sehr vielfältiger Weise zur Fertigstellung dieser Arbeit beigetragen haben.

¹ Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Hannover

² Geologisches Institut der Universität Köln

³ Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität Clausthal

⁴ Geographisches Institut der Universität Göttingen

1. ALLGEMEINER ÜBERBLICK

Das Arbeitsgebiet liegt im nordöstlichen Harzvorland, in den Bundesländern Sachsen-Anhalt und Niedersachsen südlich einer Linie Braunschweig-Elm-Magdeburg (s. Abb. 1).

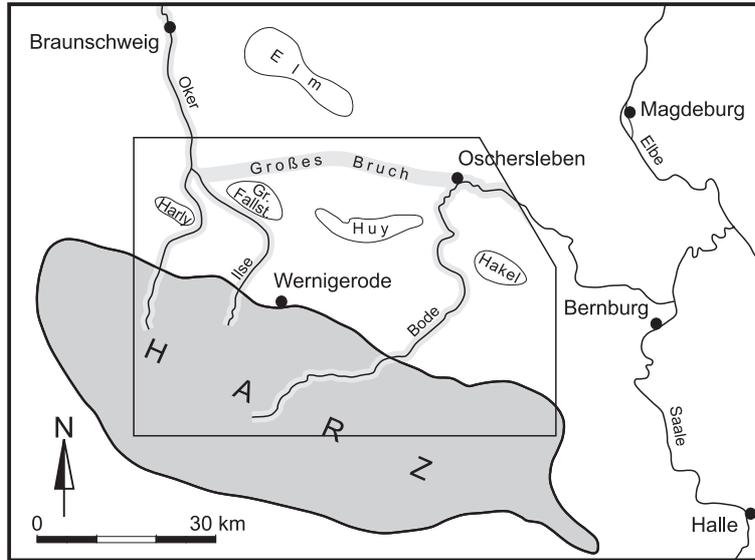


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebiets im nordöstlichen Harzvorland.

1.1 Geographischer Überblick

Begrenzt wird das Arbeitsgebiet im Westen von der Oker-Talung, im Süden vom nördlichen Harzrand, im Osten von der Linie Aschersleben-Hakel-Oschersleben und im Norden vom Großen Bruch (s. Abb. 2). Der Harz überragt mit seinem steilen Nordrand das Vorland um mehrere hundert Meter. Das Vorland, in dem sich das Arbeitsgebiet befindet, stellt eine nach Norden abfallende Ebene dar, die im Westen von ca. 300 m bzw. im Osten von ca. 200 m bis auf 80 m ü. NN absinkt. Dabei gibt es im Arbeitsgebiet mit dem Großen Fallstein (288 m ü. NN), Huy (315 m ü. NN) und Hakel (241 m ü. NN) harzrandparallele Höhenzüge. Weitere Erhebungen sind der Hoppelberg (308 m ü. NN) und der Regenstein (294 m ü. NN) westlich Quedlinburg. Die tiefsten Punkte des Arbeitsgebiets liegen in der Bode-Talung bei Oschersleben im Espenbruch (75 m ü. NN) und in der Oker-Talung im Bereich der Ilsemündung (87 m ü. NN). Hydrologisch sind im Arbeitsgebiet folgende Harzflüsse von Bedeutung:

- Ecker, Ilse und Rammelsbach, die via Oker - Aller zum Wesereinzugsgebiet gehören.
- Holtemme, Goldbach, Zapfenbach, Jordansbach, Bode, Getel, Selke und Eine, die via Bode - Saale zum Elbeinzugsgebiet gehören.

Morphologisch stellt der Rammelsbach im Arbeitsgebiet den höchstgelegenen Vorfluter dar, dagegen liegt die Eine am tiefsten. Nördlich des Großen Fallsteins (s. Abb. 2 nördlich des Vorkommens S6) gibt es im Großen Bruch eine Bifurkation, die dort die Hauptwasserscheide zwischen dem Weser- und Elbe-

einzugsgebiet darstellt. Dort fließt der Schiffgraben nach Westen der Oker bzw. der Große Graben nach Osten der Bode zu. Die Wasserscheide verläuft nach Süden über den Großen Fallstein, zwischen Ilse und Aue bzw. Ilse-Rammelsbach und Holtemme zum nördlichen Harzrand.

1.2. Geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet ist vollständig auf der geologischen Übersichtskarte von Schroeder (1930) dargestellt und liegt im südlichen Teil des Subherzynen Beckens. Die mesozoischen Schichten, die teilweise unter Bedeckung des Quartärs das Grundgebirge darstellen, bilden flache Mulden und Sättel und sind unmittelbar am Harznordrand steil gestellt oder überkippt (s. Abb. 3).

Nach der Beschaffenheit der mesozoischen Gesteine gliedert sich das Arbeitsgebiet in einen Nord- und Südteil. Im Nordteil treten im Bereich von Hochstrukturen (Großer Fallstein, Huy und Hakel) Gesteine des Muschelkalks und Buntsandsteins zu Tage. In den daran nördlich und südlich angrenzenden Muldenstrukturen sind Sedimente des Keupers, des Juras und nördlich des Großen Fallsteins der Unterkreide anzutreffen. Südlich des Hakels - im Bereich der Ascherslebener Salzachse - treten Sedimente des Tertiärs auf. Der Südteil des Arbeitsgebiets wird von der subherzynen Kreidemulde mit Gesteinen der Unter- und Oberkreide aufgebaut. Im Bereich um Quedlinburg gliedert sich die subherzyne Kreidemulde in Halberstädter Mulde, Quedlinburger Sattel und Blankenburger Mulde.

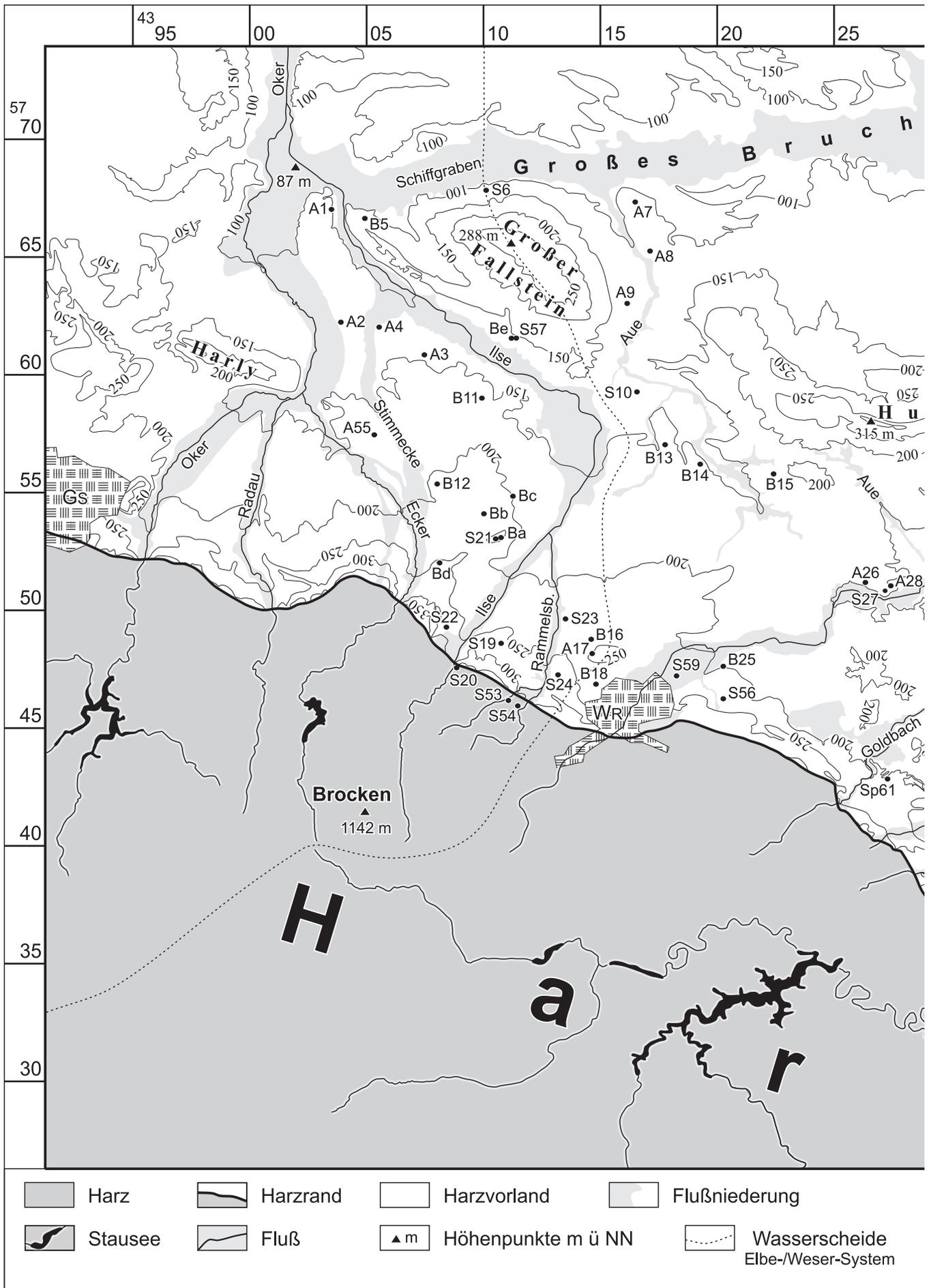
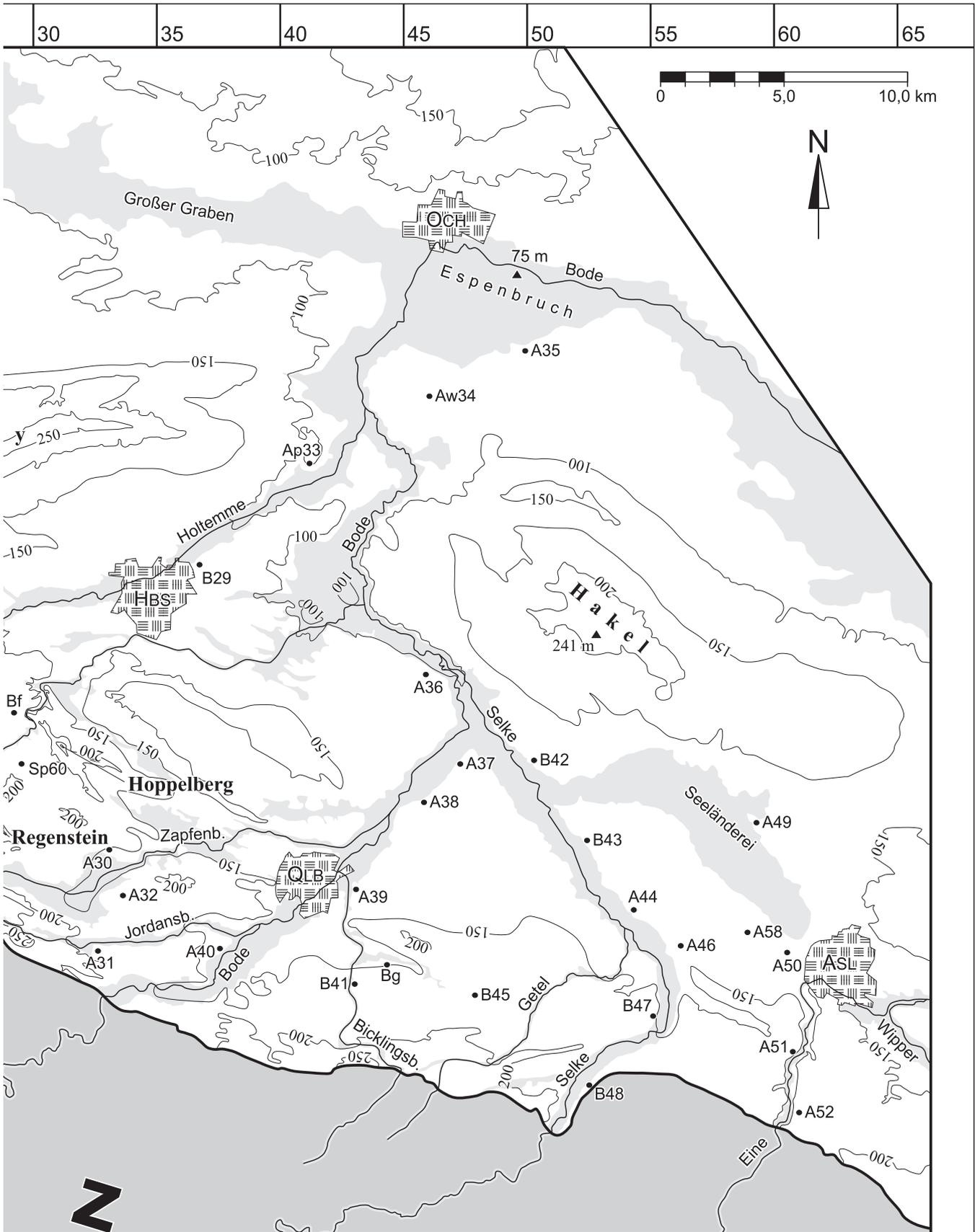


Abb. 2: Topographische Übersichtskarte des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der TK 100 Bl. Braunschweig C3926,



Höhenlinie m ü NN

Huy Höhenzug

bearbeitete Vorkommen



Stadt

GS: Goslar

WR: Wernigerode

HBS: Halberstadt

OCH: Oschersleben

QLB: Quedlinburg

ASL: Aschersleben

A: Aufschluß

B: Bohrung

S: Schurf

Aw: Aufschluß früherer Bearbeiter

Sp: Schurf früherer Bearbeiter

Bc: Bohrung erfolglos

Der Sattelkern wird aus Gesteinen des Juras gebildet. Unmittelbar am nördlichen Harzrand treten Schichten vom Zechstein bis zur Oberkreide auf. Die Hochstrukturen haben im Arbeitsgebiet herzynisches Streichen und sind vor allem während der jungkimmerischen (Oberjura/Unterkreide) und subherzynen Tektophase (Oberkreide) unter Mitwirkung halokinetischer Vorgänge entstanden (Breitkreutz et al., 1989).

Die quartärzeitlichen Sedimente des Arbeitsgebiets sind durch die Kaltzeiten der Elster-, Saale- und Weichselzeit und durch die Warmzeiten des Holsteins, Eems und Holozäns geprägt (s. Abb. 4). Sedimente des Altpleistozäns sind im Arbeitsgebiet nur in Relikten vorhanden.

Aus Skandinavien kommende Inlandgletscher der Elster- und Saalezeit drangen bis zum Harzrand vor und das Elstereis überfuhr den Unterharz (s. Abb. 5). Dabei lagerten sie Schmelzwassersedimente und Grundmoräne ab. Eine Eigenvergletscherung des Harzes (Duphorn, 1968) erreichte das Arbeitsgebiet nicht (Bombien, 1987; Feldmann, 1997). Frühelsterzeitliche oder ältere Sedimente sind relikthaft zwischen der Ecker und Ilse zu finden. Sie gehören zu Ablagerungen eines Harzfluß-Oberterrassensystems. Gegen Ende der Elsterzeit, vor allem aber zum Anfang der Saalezeit wurde meist begleitend zu den heutigen Harzflüssen flächenhaft Mittelterrassenkies aufgeschüttet (Hinze et al., 1998; Knoth, 1995). Weiterhin lassen sich Mittelterrassensediment-Vorkommen finden, die isoliert, fernab heutiger Harzflüsse liegen. Solche Vorkommen gibt es (s. Abb. 5):

- zwischen Großem Fallstein und Huy
- nördlich des Großen Fallsteins und am Südrand des Großen Bruchs
- südwestlich des Huys zwischen Ilse und Holtemme
- nordwestlich des Hoppelbergs
- nordwestlich Aschersleben im südlichen Randbereich der Seeländerei

Sedimente des Holsteins sind nur relikthaft überliefert. Hierzu gehören der molluskenreiche Travertin bei Schwanebeck, der von saalezeitlicher Grundmoräne überdeckt ist (Schroeder, 1919; Weissermel, 1930) sowie ein Teil der Travertin-Vorkommen an der Steinmühle nördlich des Großen Fallsteins (Winter, 1999). Das Eem ist an wenigen Stellen durch fossile Böden dokumentiert, wie z.B. bei Isingerode am östlichen Okertalhang (Rohdenburg & Meyer, 1966). In der Weichselzeit war das Arbeitsgebiet Periglazialgebiet. In den Harzfluß-Talungen wurde Niederterrassenkies, auf den Hochflächen jungpleistozäner Löß abgelagert. Im Bergland entstand - teilweise sehr

mächtige - Fließerde, deren Bildung bis in das Spätglazial andauerte. Im Holozän kam es zur Umlagerung von Kies im Bereich der Flußauen und zur Bodenbildung. Diese Prozesse dauern bis heute an.

1.3. Bearbeitungsstand und Problemstellung

Grundlegende Erkenntnisse über die pleistozänen Ablagerungen im nördlichen Harzvorland wurden in der ersten Hälfte des letzten Jahrhunderts durch die geologische Landesaufnahme der Preußischen Geologischen Landesanstalt in Berlin geschaffen. Die Bearbeiter schufen die bis heute wichtige Grundlage für weitere Untersuchungen und Überlegungen (z. B. Weissermel, 1926a-d, 1930).

Wahnschaffe (1899) beschrieb nordwestlich Aschersleben erstmalig ein Profil, in dem zwei Grundmoränen von "Hercynschotter" getrennt wurden. Siegert & Weissermel (1911) nahmen im östlichen Harzvorland im Raum Halle-Weißenfels die erste detaillierte Gliederung von elster- und saalezeitlichen Schichten vor.

Im östlichen Teil des Arbeitsgebiets unterschied Weissermel (1926a-d, 1930) nach Geländebeobachtungen erstmalig Schmelzwasser- und Flußsedimente durch den Gehalt nordischer Gerölle und beschrieb die Mittelterrassensedimente der Bode, Selke und Eine nach ihrer geröllpetrographischen Zusammensetzung. Daraus ergab sich für ihn die Erkenntnis, daß die mittelterrassenzeitliche Eine ab Aschersleben nach Nordwesten im Bereich der Seeländerei geflossen ist. Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch Mania (1967a), der eine erste quantitative geröllanalytische Übersicht von Bode-, Selke- und Einesedimenten sowie elster- und saalezeitlichen, glazigenen Sedimenten darstellte.

Weissermel (1926c, 1930) beobachtete bei der geologischen Aufnahme im Mündungsgebiet der Selke in die Bode aufgrund unterschiedlicher Geröllzusammensetzung eine Zweiteilung der Mittelterrassensedimente. Nach seinen Beobachtungen war der obere Teil der Mittelterrassensedimente gegenüber dem unteren Teil vor allem durch vermehrten Anteil an Kieselschiefer, Grauwacke und nordischem Material gekennzeichnet. Weissermel (1926c, 1930) fand für diese geröllpetrographische Zweiteilung keine hinreichende Erklärung. Ludwig (1958) bestätigte nach weiteren Untersuchungen die Zweiteilung der Mittelterrassensedimente aufgrund von Kryoturbationshorizonten, die nicht nur im Mündungsgebiet der Selke, sondern auch flußaufwärts bis zum Harzrand im Bereich der Selke und Eine auftraten. Er führte die Zweiteilung der Sedimente auf zwei Akkumulationsphasen innerhalb der Saalezeit aufgrund

tektonischer und glazialklimatischer Faktoren zurück. Im Gegensatz dazu konnte Mania (1967a) nach seinen Untersuchungen im Gebiet der Bode, Selke und Eine die Beobachtungen von Ludwig (1958) nicht nachvollziehen. Mania (1967a) beschrieb aber in den Mittelterrassensedimenten der Eine eingeschaltete Grundmoränen und Steinsohlen mit nordischen Großgeschieben. Er deutete dies als Zeugnis eines kurzzeitigen Eisvorstoßes des nordischen Inlandgletschers, der während der Akkumulation der Mittelterrassensedimente in die Eine- und möglicherweise auch in die Selke-Talung vordrang. Ein weiteres Vorkommen einer Zweiteilung der Mittelterrassensedimente beschrieb Piper (1995) im Bereich der Holtemme dicht oberhalb der Einmündung in die Bode. Die Mittelterrassensedimente wurden hier durch eine mächtige, kaltzeitliche, limnische Schluffschicht unterteilt (s. Abb. 5, bearbeitetes Vorkommen Ap33).

Auf niedersächsischer Seite beobachtete Bombien (1987) im nördlichen Harzvorland in den Mittelterrassensedimenten eingeschaltete Kryoturbationshorizonte. Ebenso nahm Feldmann (1995, 1996, 1997, 2002) im Bereich der Oker aufgrund von Kryoturbationshorizonten eine Zwei- bis Dreiteilung der Mittelterrassensedimente vor. Diese Untergliederung der Mittelterrassensedimente wurden z.T. durch Bodenbildungen dokumentiert, so daß Feldmann (2002) hier nach Sedimentunterbrechungen in der mittelterrassenzeitlichen Abfolge annahm. Diese Sedimentunterbrechungen wurden nach Feldmann (2002) auf kurzzeitige Interstadiale zurückgeführt. Dennoch wurde von Feldmann (2002) die gesamte mittelterrassenzeitliche Abfolge in die frühe Drenthezeit gestellt. Dagegen deutete Bombien (1987) die Kryoturbationshorizonte als räumlich auf einzelne Aufschlüsse begrenzte Erscheinungen, die kurzfristige, mehrphasige Aufschotterungen der Flüsse anzeigen, wie es bei kaltzeitlichen Flüssen ("braided-rivers") häufiger der Fall ist.

Im Weser- und Leinegebiet beobachtete Lüttig (1958, 1960) in den Mittelterrassensedimenten Kryoturbations- und Bodenbildungshorizonte und leitete daraus eine Zweiteilung dieser Sedimentfolgen ab. Die Bildungen der Kryoturbation- und Bodenbildungshorizonte fand am Anfang der Saalezeit statt (Lüttig, 1958, 1960). Im Saalegebiet im Raum Leipzig, Halle, Bernburg und Dessau wurde nach Beobachtungen von verschiedenen Bearbeitern aufgrund eines markanten Kryoturbationshorizonts mit zahlreichen Eiskeilen (Siegert & Weissermel, 1911; Ruske, 1964, 1965) oder eines Bodenhorizonts der Dömnitz-Wacken-Warmzeit (Eissmann, 1994, 1997) eine Zweiteilung der Mittelterrassensedimente in der frühen Saalezeit angenommen. Knoth (1964, 1995) nahm

sogar im Raum bei Zörbig durch die Korrelation zu Sedimenten des Holsteins eine lokale Dreiteilung der Mittelterrassensedimente der Saale vor (s. Abb. 4).

Im westlichen Teil des Arbeitsgebiets wurden von den Bearbeitern der preußischen geologischen Landesaufnahme (Behrend, 1927a-d, 1929; Schroeder, 1928, 1931; Schroeder & Dahlgrün, 1927a,b; Schroeder & Behrend, 1929a,b; Erdmannsdörffer & Schroeder, 1926; Erdmannsdörffer et al., 1930) aufgrund des nordischen Gesteinsinventars die Mittelterrassensedimente von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt. Auf der Basis ihrer Untersuchungen wurden die Mittelterrassensedimente nach ihrer geographischen Lage den Harzflüssen zugeordnet. Auf dieser Grundlage erstellte Weissermel (1930) für das nördliche Harzvorland eine Übersichtskarte über die geographische Verbreitung der Nieder- und Mittelterrassensedimente. Außerdem sind auf dieser Karte zwischen Ecker und Ilse kleine Kiesvorkommen dargestellt (s. Abb. 5), die aufgrund ihrer Höhe über den Harzflüssen als Oberterrassensedimente gedeutet, aber keinem Harzfluß zugeordnet wurden (Behrend, 1929; Erdmannsdörffer & Schroeder, 1926; Weissermel et al., 1932). Einige dieser gedeuteten Oberterrassensediment-Vorkommen wurden nach Beobachtungen von Erdmannsdörffer & Schroeder (1926) von Schmelzwassersedimenten unterlagert (s. Abb. 5, bearbeitetes Vorkommen S19). Sie gaben hierfür aber keine hinreichende Erklärung. Schon Weissermel et al. (1932) wiesen darauf hin, daß es sich bei solchen Vorkommen nicht um Oberterrassensedimente handeln kann.

Alle Mittelterrassensediment-Vorkommen enden bei Weissermel (1930) am Südrand des Großen Bruchs. Er nahm aber einen mittelterrassenzeitlichen Bodelauf von Oschersleben nach Westen zur Oker im Bereich des heutigen Großen Bruchs an. Indiz hierfür war für Weissermel (1930) das Fehlen von mittelterrassenzeitlichem Bodekies östlich Oschersleben. Allerdings konnte Weissermel (1930) in seinen Untersuchungen im Großen Bruch ebenfalls keinen Bodekies nachweisen. Nach seinen Vorstellungen deutete er das Große Bruch als ein "reines Erosionstal". Nach Weissermel (1930) wurden durch die Erosion im Bereich des Großen Bruchs die Mittelterrassensedimente der Bode abgetragen. Allerdings ließ er die Frage über die Vorgänge, die zur Erosion geführt haben, offen. In weiteren Untersuchungen von Wiegers (1932a,b), Wagenbreth (1970) und Weymann (1997) wurden schließlich Mittelterrassensedimente der Bode östlich Oschersleben bzw. östlich des Vorkommens A35 (s. Abb. 5) nachgewiesen. Feldmann et al. (2001) deuteten das Große Bruch als eine in der Saalezeit angelegte, subglaziale Rinne. Diese Rinne besaß im West-

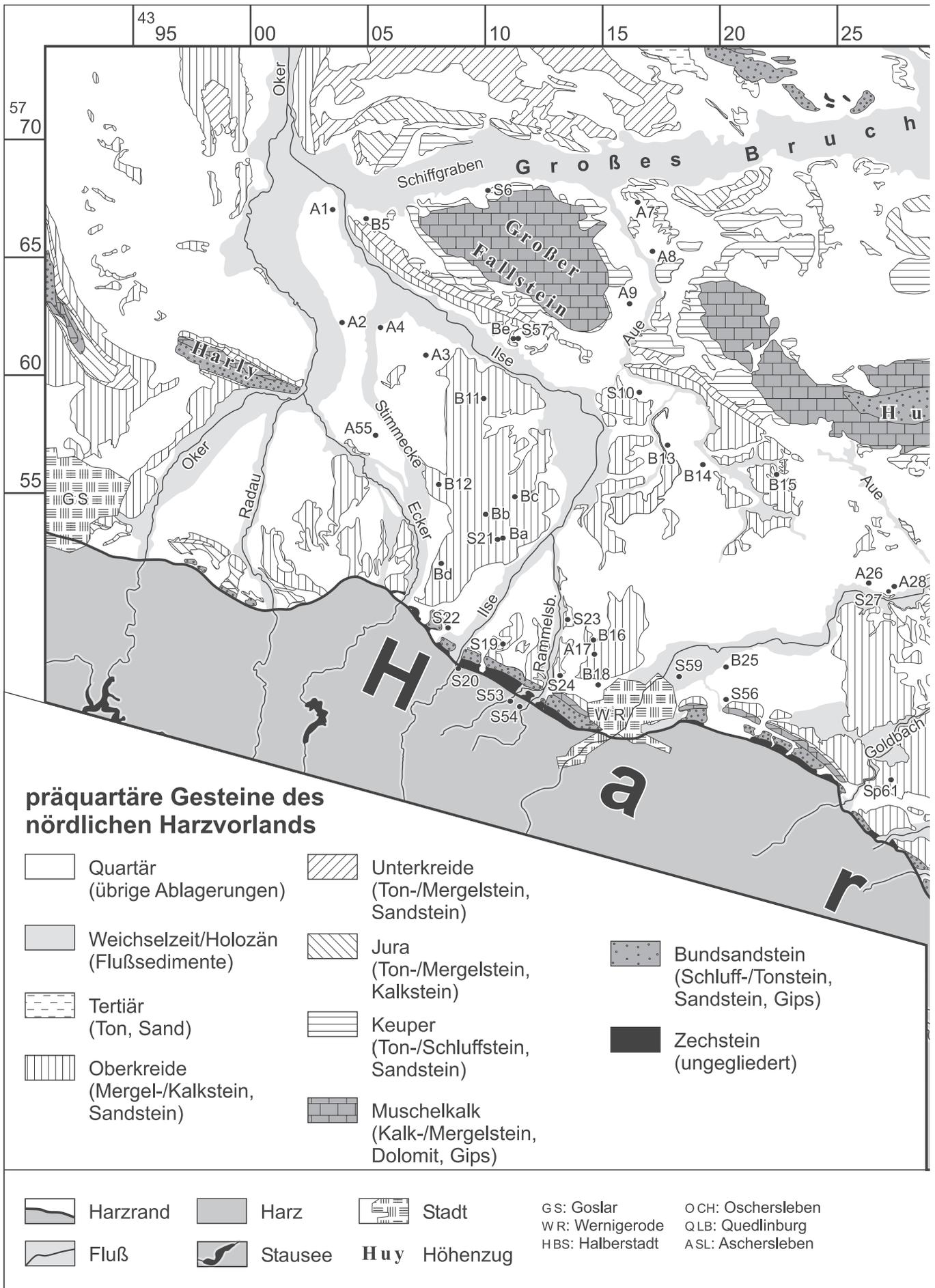
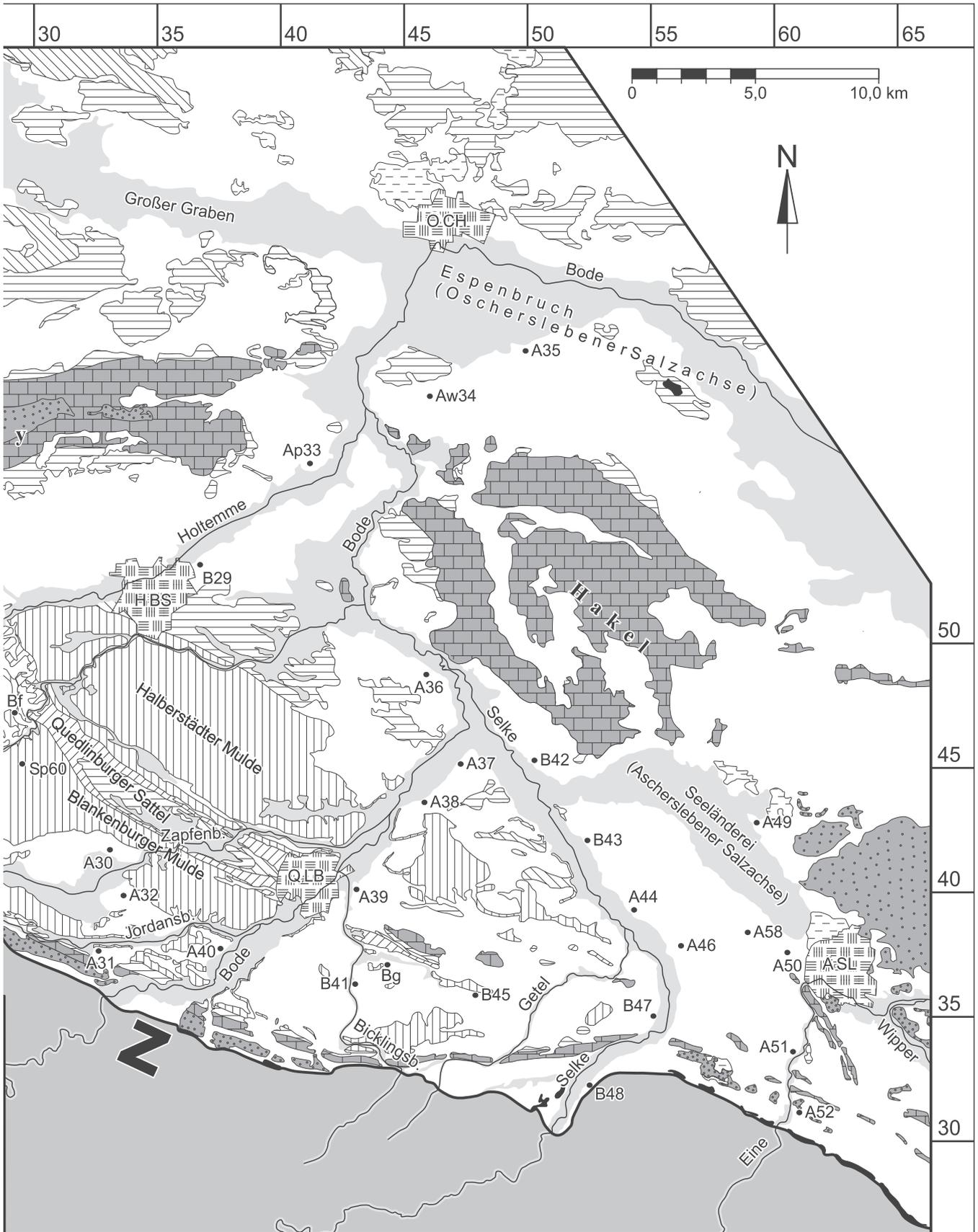


Abb. 3: Geologische Übersichtskarte der präquartären Gesteine des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der geologischen



bearbeitete Vorkommen

- | | |
|--------------|-----------------------------------|
| A: Aufschluß | Aw: Aufschluß früherer Bearbeiter |
| B: Bohrung | Sp: Schurf früherer Bearbeiter |
| S: Schurf | Bc: Bohrung erfolglos |

Übersichtskarten 1:100.000: subherzyna Kreidemulde (Schroeder, 1930) und Harz (Hinze et al., 1998).

teil nördlich des Großen Fallsteins vor ihrer Entstehung eine Vorform eines mittelterrassenzeitlichen Flußtals (Feldmann et al., 2001).

Nach dem Geröllspektrum der Rinnenfüllung des Großen Bruchs konnten Feldmann et al. (2001) zwischen Oschersleben und dem Vorkommen A7 (s. Abb. 5) keinen durchgehenden mittelterrassenzeitlichen Fluß aus dem Osten nachweisen. Damit bestätigte sich die Vorstellung, daß die Bode zur Mittelterrassenzeit nach Osten in den Raum Bernburg abgeflossen ist (Eissmann, 1997). Dagegen wurde nach der Mittelterrassenzeit im Drenthe 2-Stadium der Saalevereisung das untere Bodetal und das Große Bruch als Urstromtal genutzt, in dem die Schmelz- und Flußwässer zusammen nach Westen entwässerten (Feldmann, 2002).

Unklar ist der mittelterrassenzeitliche Ilselauf. Behrend (1927a) nahm einen von heute abweichenden Lauf zwischen Großem Fallstein und Huy und dann im Bereich des Großen Bruchs nach Westen zur Oker an. Zu dieser Annahme kam Behrend (1927a), der in diesem Bereich Mittelterrassensediment-Vorkommen der Ilse zuordnete. Dagegen deutete Bachmann (1992) nach weiteren Untersuchungen diese Vorkommen aufgrund hoher Kieselschiefer-Anteile als Ablagerungen der Holtemme. Allerdings wies er ohne weitere Erklärung darauf hin, daß diese Mittelterrassensediment-Vorkommen im Vergleich zu anderen Vorkommen zu hoch über dem nahen Vorfluter im Großen Bruch liegen. Behrend (1929) nahm aber auch einen mittelterrassenzeitlichen Ilselauf südlich des Großen Fallsteins zur Oker an. Hierfür deutete er ein Vorkommen am Südrand des Großen Fallsteins als Ilsekies (s. Abb. 5, bearbeitetes Vorkommen S57). Allerdings ließ Behrend (1927a, 1929) die Frage offen, weshalb die Ilse während der Mittelterrassenzeit eine Laufänderung vollzog. Feldmann et al. (2001) hielten eine Laufänderung der Ilse während der Mittelterrassenzeit für fraglich. Sie wiesen darauf hin, daß es sich beim dem Vorkommen am Südrand des Großen Fallsteins aufgrund der großen Höhe über der Ilse eher um einen oberterrassenzeitlichen Eckerkies handeln könnte. Nach dieser Vorstellung von Feldmann et al. (2001) hatte die Ilse erst nach der saalezeitlichen Vergletscherung ihren heutigen Lauf eingenommen. Allerdings stellte Feldmann (2002) nach weiteren Untersuchungen die postmittelterrassenzeitliche Laufänderung der Ilse wieder in Frage. Nach Feldmann (2002) wurde die Ilse noch während der Mittelterrassenzeit südlich des Großen Fallstein von einem lokalem Bach angezapft und hierdurch wurde der Ilselauf zwischen Großem Fallstein und Huy inaktiv. Ursache hierfür war nach Feldmann (2002) eine synsedimentäre Hebung im Bereich des Großen Fallsteins (s.u.).

Der mittelterrassenzeitliche Goldbach floß vom Hoppeberg mit nordwestlichem Verlauf der Holtemme zu (Schroeder & Dahlgrün, 1927a). Aufgrund geröllanalytischer Untersuchungen konnte Piper (1995) dies mit entsprechenden Vorkommen bestätigen. Allerdings wies er ohne weitere Erklärung darauf hin, daß diese Mittelterrassensediment-Vorkommen im Vergleich zu anderen Vorkommen zu hoch über dem Goldbach liegen. Der Goldbach besaß nach Schroeder & Dahlgrün (1927b) noch einen zweiten von heute abweichenden Lauf nach Nordosten. Die dafür in Frage kommenden Sedimente wurden nach Weissermel (1930) aufgrund ihrer Höhe über Goldbach bzw. Jordansbach als "tiefere Terrasse" gebildet. Die "tiefere Terrasse" nimmt ihrer Höhe nach im Vergleich zu den Mittelterrassen- und Niederterrassensedimenten eine Zwischenstellung ein. Dennoch stellte Weissermel (1930) diese "tiefere Terrasse" in die Niederterrassenzeit und begründete die zu große Höhe mit nachträglicher tektonischer Hebung. Allerdings wurde weder von Schroeder & Dahlgrün (1927b) noch von Weissermel (1930) die Frage beantwortet, warum der Goldbach gegenüber heute eine zweimalige Laufänderung vollzogen hat.

Schroeder & Dahlgrün (1927a) beschrieben bei der geologischen Aufnahme in der Holtemme-Talung ein saalezeitliches Kiesvorkommen als Schmelzwasserablagerung mit viel umgelagerten Flußsedimenten (s. Abb. 5, bearbeitetes Vorkommen S27). Sie diskutierten aber schon die Möglichkeit, daß dieser Kies in der Nähe des nordischen Inlandgletschers nach Vermischung von Schmelz- und Flußwasser zur Ablagerung kam. Rosenberger & Altermann (1975) konnten nahe des Vorkommens S27 ein kurzzeitig aufgeschlossenes pleistozänes Profil bearbeiten, in dem dieser Kies saalezeitlichen Geschiebemergel überlagerte. Dieser Kies lag nach der Interpretation von Rosenberger & Altermann (1975) aufgrund des nordischen Geröllanteils zwischen Fluß- und Schmelzwassersedimenten, d. h. der nordische Geröllanteil war zu gering für Schmelzwassersedimente und zu hoch für Flußsedimente. Daher deuteten Rosenberger & Altermann (1975) den Kies als Flußschotter, der beim Zerfall des saalezeitlichen Inlandgletschers im Übergang von glazifluviatiler zu fluviatiler Sedimentation abgelagert wurde. Piper (1995) beschrieb bei seinen Untersuchungen ein weiteres Vorkommen dieser Kiesablagerung (s. Abb. 5, bearbeitetes Vorkommen A26) und benutzte den von Bombien (1987) geprägten Begriff "Mischsedimente". Bombien (1987) wies in seinem Arbeitsgebiet ein solches "Mischsediment-Vorkommen" aus.

Gliederung im nordöstlichen Harzvorland			Vorgänge im nördlichen Harzvorland	Produkte		
H o l o z ä n			Umlagerung der Sedimente durch Flüsse Bodenbildung	Auelehm, Sand, Kies Böden, Torf		
P l e i s t o z ä n	Jungpleistozän	Weichselzeit		Niederterrassezeit	Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälern	Löß, Flugsand Frostbodenerscheinungen Niederterrassensedimente
		Eemzeit			Bodenbildung	fossile Böden
	Mittelpleistozän	Saalezeit	“Warthe-Stadium“	Mittelterrassezeit	?Aufschotterung in Flußtälern	?Flußsedimente (Weddebachtal)
			“Drenthe-Stadium“		Herausbildung des heutigen Flußnetzes Inlandvereisung	?Flußsedimente Grundmoräne und Schmelzwassersedimente
			Dömnitz-Warmzeit	Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälern	Mittelterrassezeit (3. Mittelterrasse)	
			Fuhne-Kaltzeit	Bodenbildung	?fossile Böden	
		Holsteinzeit			Verwitterung	Travertin (Schwanebeck)
	Altpleistozän	Elsterzeit		Mittelterrassezeit	Permafrostbedingungen ?Aufschotterung in Flußtälern Inlandvereisung	?Mittelterrassezeit (1. Mittelterrasse) Grundmoräne und Schmelzwassersedimente
				Oberterrassezeit	Permafrostbedingungen Aufschotterung in Flußtälern	Oberterrassensedimente (Oberterrassensystem)
			? ←		Komplex Flußablagerungen in Kaltzeiten Permafrost Verwitterung in Warmzeiten	?Flußsedimente (Oberterrassensystem)

Abb. 4: Vereinfachte Gliederung des Quartärs im nördlichen Harzvorland (in Anlehnung an Bombien, 1987; Knoth, 1995 und Feldmann & Groetzner, 1998).

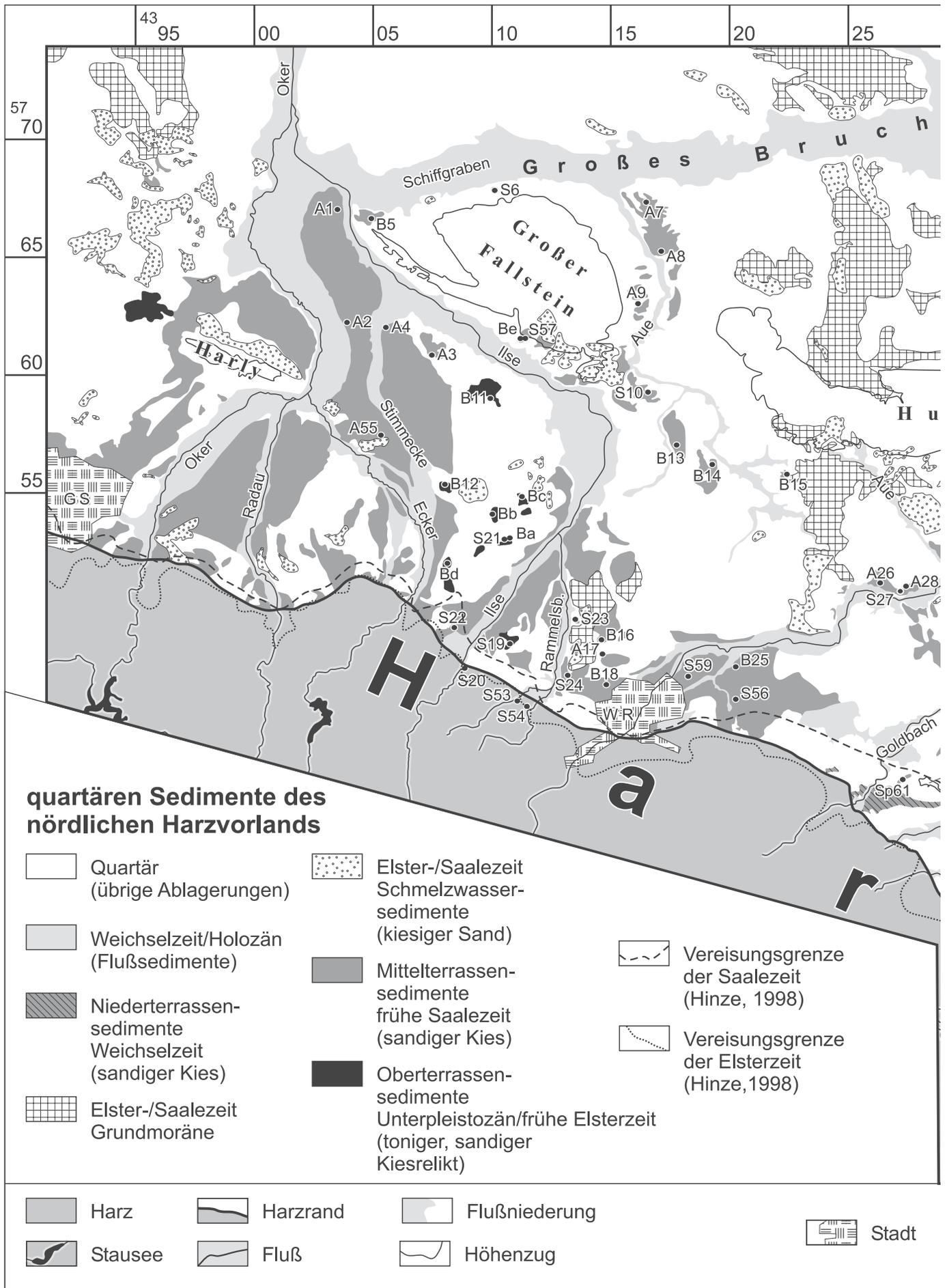
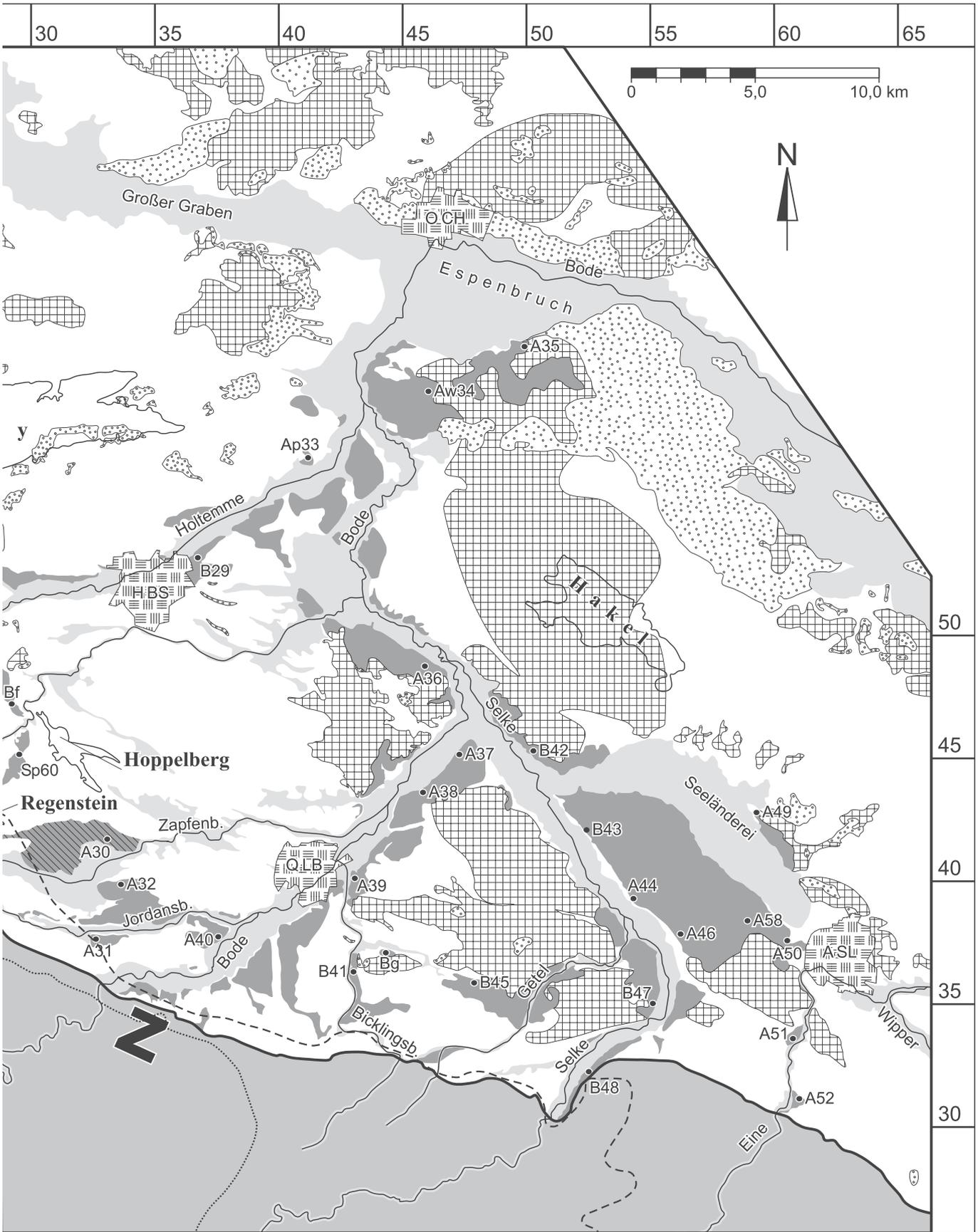


Abb. 5: Geologische Übersichtskarte der quartären Sedimente des Arbeitsgebiets - auf Grundlage der geologischen



GS: Goslar OCH: Oschersleben
 WR: Wernigerode QLB: Quedlinburg
 HBS: Halberstadt ASL: Aschersleben

bearbeitete Vorkommen

A: Aufschluß Aw: Aufschluß früherer Bearbeiter
 B: Bohrung Sp: Schurf früherer Bearbeiter
 S: Schurf Bc: Bohrung erfolglos

Übersichtskarten 1:100.000: subherzyna Kreidemulde (Schroeder, 1930) und Harz (Hinze et al., 1998).

Dahlgrün (1929) nahm eine starke Harzhebung seit der Holsteinzeit an, weil nur das Elstereis den Unterharz überfahren hatte. Die Harzhebung sollte nach seiner Meinung die Bildung der Mittelterrassensedimente im Vorland begünstigt haben.

Auch Hövermann (1950) nahm aufgrund von Höhengsprüngen zwischen Flußterrassen vom Harz zum Harzvorland eine postmittelterrassenzeitliche Harzhebung an. Aber Lüttig (1955b) sprach sich gegen diese Annahme von Hövermann (1950) aus, da Hövermann (1950) Flußterrassen unterschiedlicher stratigraphischer Deutungen miteinander verglichen habe. Dagegen ging Lüttig (1955b) von einer seit dem Tertiär fortdauernden langsamen, epirogenen Aufwärtsbewegung des mitteldeutschen Berglandes und am Ende ruckartiger, orogener Bewegungen des Harzes an der Wende Tertiär/Quartär aus. Auch Ruske (1973) nahm seit der Holsteinzeit eine geringfügige, weitspannige Aufwärtsbewegung vom Harz bis zum Flechtinger Höhenzug an, da im nordöstlichen Harzvorland nur wenige elsterzeitliche Vorkommen gegenüber der vielen Vorkommen in der Altmark auftreten. Grupe (1916) und Jordan (1995) gingen von einer mittel- und jungpleistozäne Harzhebung aus, die zu Flußlaufänderungen am Südharz im Raum Osterode führte. Auch Feldmann (2002) schlußfolgerte aufgrund der mittelterrassenzeitlichen Laufänderung der Ilse und der zu großen Auenabständen von Mittelterrassensedimenten, daß im Bereich des Großen Fallsteins ab der Mittelterrassenzeit eine tektonische Hebung stattfand. Ebenso hat sich nach Feldmann (2002) der Harz aufgrund des zunehmenden Auenabstands der Mittelterrasse mit abnehmender Harzentfernung postmittelterrassenzeitlich gehoben.

In den beiden letzten Jahrzehnten wurden die quartären Sedimente des Harzvorlands von einer Arbeitsgruppe um Groetzner und Henningsen (Inst. f. Geol. u. Paläont., Univ. Hannover) neu bearbeitet. Zu nennen sind Bombien (1987), der nach geröllpetrographischen Untersuchungen auf niedersächsischer Seite drei früh saalezeitliche Flußsysteme unterscheiden konnte: Innerstesystem, Gosesystem, Oker-Radau-Ecker-Ilsesystem. Auf dieser Grundlage wurden auf sachsen-anhaltinischer Seite weitere Untersuchungen durchgeführt (Bachmann, 1992; Kroll, 1997; Krull, 1996; Piper, 1995; Weymann, 1997; Winter, 1998, 1999). Henningsen (1997) stellte erstmalig für dieses Gebiet eine Übersicht über die Schwermineralführung der pleistozänen Sedimente dar. Ulrich (2001) untersuchte detailliert im Ostteil des Arbeitsgebiets die Schwermineralführung der Mittelterrassensedimente und deren Abgrenzung gegenüber Schmelzwassersedimenten. Eine weitere geröllanalytische und geomorphologische Untersuchung wurde im Ilse-

gebiet von Reinecke (2000) durchgeführt (Geograph. Inst. der Univ. Göttingen).

Für das Arbeitsgebiet sind nach dem bisherigen Bearbeitungsstand eine Menge Fragen zur mittelterrassenzeitlichen Harzflußentwicklung offen.

Diese Fragen sollen in dieser Arbeit durch systematische und möglichst flächendeckende Untersuchungen des Geröll- sowie Schwermineralbestands, der Sedimentmerkmale und Höhenlage von Flußterrassen geklärt werden. Hierbei sind folgende Fragen und Problemstellungen zu lösen:

- Es sollen Fluß- von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt werden. Darüber hinaus sollen "Mischsedimente" identifiziert und genetisch näher charakterisiert werden.
- Bei harzrandnahen Flußsediment-Vorkommen soll eine genaue Kenntnis ihrer Geröll- und Schwermineralführung zwecks besserer Definition der Flußeinzugsgebiete für heute isolierte Vorkommen erarbeitet werden. Dies betrifft vor allem folgende Vorkommen:
 - zwischen Großem Fallstein und Huy
 - nördlich des Großen Fallsteins und am Südrand des Großen Bruchs
 - südlich des Großen Fallsteins zwischen Ecker und Ilse
 - südwestlich des Huys zwischen Ilse und Holtemme
 - nordwestlich des Hoppelbergs
 - nordwestlich von Aschersleben im südlichen Randbereich der Seeländerei
- Es soll die Frage der Zweiteilung der Mittelterrassensedimente geklärt werden (Weissermel, 1930; Ludwig, 1958; Mania, 1967a). Inwieweit können diese Befunde mit denen von Feldmann (2002) oder des Leine-Wesergebiets (Lüttig, 1958, 1960) und des Saale-Elster-Muldegebiets (Ruske, 1964, 1965; Eissmann, 1994, 1997; Knoth, 1995) in Übereinstimmung gebracht werden?
- Auf Grundlage der erarbeiteten Befunde soll im nordöstlichen Harzvorland die mittelterrassenzeitliche Entwicklung des Flußnetzes (Ecker, Ilse, Holtemme, Goldbach, Bode, Selke und Eine) im Zusammenhang zur elster- und saalezeitlichen Vereisung rekonstruiert werden. Hierbei sollen auch die wenigen oberterrassenzeitlichen Vorkommen zwischen Ecker und Ilse interpretiert werden.
- Ergibt sich aus den Untersuchungen die Erkenntnis, daß sich Teilgebiete im nordöstlichen Harzvorland oder der Harz seit dem Mittelpleistozän gehoben haben könnten?

2. ARBEITSMETHODEN

2.1. Sedimentmerkmale

Mit Hilfe der Sedimentmerkmale werden die mitteleozänen Sedimente genetisch unterschieden. Bei bisherigen Untersuchungen wurden von den Bearbeitern (Bombien, 1987; Bachmann, 1992; Kroll, 1997; Krull, 1996; Piper, 1995; Weymann, 1997; Winter, 1998, 1999) die Flußsedimente von glazigenen Ablagerungen neben der geröllanalytischen Unterscheidung auch z.T. nach ihrer Korngrößenzusammensetzung und ihrem Interngefüge abgegrenzt. Dabei stellte die Identifizierung der "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) bislang ein Problem dar (s. Kap. 2.2.). Eine Unterscheidung von elster- gegen saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten oder von Oberterrassen- gegen Mittelterrassensedimenten war über die Sedimentmerkmale bislang nicht möglich. Hierbei soll in dieser Arbeit die Definition **Schmelzwassersedimente** übergeordnet für glazifluviatile ("glazifluvial" sensu Jurgaitis & Juozapavičius, 1989) und glazilakustrine ("glaciolacustrine" sensu Ashley, 1989) Ablagerungen verwendet werden.

Um die mitteleozänen Sedimente im nordöstlichen Harzvorland zu beschreiben und zu interpretieren, wurden 29 Kiesgruben, 16 Schürfe und 23 Bohrungen bearbeitet. Hinzu kamen die Ergebnisse von geologischen Kartierungen (Winter, 1999; Ulrich, 2000). Die Lage der Bearbeitungspunkte sind aus den Übersichtskarten (s. Abb. 2, 3, 5, 18, 49) zu entnehmen. Bei den Aufschlußpunkten, die mit einer Zahl numeriert sind (z.B. Vorkommen A44), war eine Probenentnahme möglich. Aufschlußpunkte mit einem Buchstaben und einer Zahl (z.B. Vorkommen Ap33) waren nicht mehr zugänglich und die Befunde wurden aus früheren Arbeiten übernommen. Bei den Bohrungen, die mit einem Buchstaben aufgeführt sind (z.B. Vorkommen Bb), war eine Probenentnahme erfolglos. Alle Vorkommen wurden nach feldgeologischen Methoden aufgenommen, um von den Sedimenten deren petrographische Zusammensetzung und Interngefüge zu erfassen. Als Dokumentation wurden Fotos und Zeichnungen angefertigt. Die Schichtaufnahme aller Vorkommen sind als Kurzfassungen mit Hilfe der Symbolschlüssel nach Preuss et al. (1991) des Niedersächsischen Landesamts für Bodenforschung (NLFb) im Anhang dokumentiert (s. Kap. 11.1.).

Bei den Kiesgruben handelt es sich um Tagesaufschlüsse im Bereich der Harzfluß-Talungen, von denen im Bearbeitungszeitraum 16 im Abbau waren. Die restlichen Kiesgruben waren stillgelegt. 11 davon

waren mit wenig Aufwand zugänglich, lediglich 2 konnten nicht mehr aufgenommen werden. Bei den Schürfen handelt es sich um kleine verwachsene Kiesgruben, kurzzeitige Baugruben und ausgewählte Geländepunkte, bei denen 1,0 bis 3,5 m tief gegraben wurde, um an das unverändert lagernde Sediment zu gelangen. Die Bohrungen wurden mit einer großen Sonde (Ø 80 mm) mit Hilfe eines Benzinhammers 1,0 bis 4,0 m tief niedergebracht.

Für die Darstellung der einzelnen Sedimenttypen werden Fotos und Zeichnungen aus ausgewählten Aufschlüssen vorgestellt, in denen die mitteleozänen Sedimente repräsentativ für das ganze Arbeitsgebiet dokumentiert sind (s. Kap. 4.). Mit Hilfe dieser Fotos und Zeichnungen wird bei den Sedimenten aufgrund ihrer petrographischen Zusammensetzung und ihrem Interngefüge auf deren charakteristischen Ablagerungsraum hingewiesen.

2.2. Geröllbestand

Die geröllpetrographische Zusammensetzung stellt im nördlichen Harzvorland für die genetische Unterscheidung mitteleozäner Sedimente die wichtigste Untersuchungsmethode dar. Bisherige geröllanalytischen Untersuchungen haben gezeigt, daß Flußsedimente aufgrund geringer oder fehlender nordischer Anteile von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt werden können (Bombien, 1987; Bachmann, 1992; Kroll, 1997; Krull, 1996; Piper, 1995; Weymann, 1997; Winter, 1998, 1999). Eine geröllanalytische Unterscheidung von elster- gegen saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten oder von Oberterrassen- gegen Mittelterrassensedimenten war bislang nicht möglich.

Nach bisherigen Untersuchungen bestehen die Flußsedimente im allgemeinen fast ausschließlich aus paläozoischem Geröllmaterial aus dem Harz (Bombien, 1987; Bachmann, 1992; Kroll, 1997; Krull, 1996; Piper, 1995; Weymann, 1997; Winter, 1998, 1999). Die Erarbeitung von spezifischen, paläozoischen Geröllspektren einzelner Harzflüsse ist von den vielfältig auftretenden Gesteinen im Harz als Einzugsgebiet abhängig. Hierfür können Leitgerölle für einzelne Harzflüsse wie der Zweiglimmergranit des Rambergmassivs für die Bode (Weymann, 1997), der Sandstein des Rotliegenden aus dem Meisdorfer Becken für die Selke (Weissermel, 1930) oder der Karpholith der Wippaer Zone für die Wipper (Weissermel, 1930; Mania, 1967a) wichtig sein.

Gesteins-einheit	Alter	Herkunft	Beschreibung
nordische Gesteine (N)			
Flint	Oberkreide	Ostseeraum und dessen Umgebung	scherbiger Bruch mit scharfkantigen Bruchflächen, häufig Reste von Bryozoen und Schwammnadeln, dunkelgrau bis schwarz
Magmatite	Präkambrium, Paläozoikum	Skandinavien, Finnland, Ostsee	selten weiße, sonst rote bis dunkelrote Granite
Metamorphite	Präkambrium, Paläozoikum	Skandinavien, Finnland, Ostsee	farblose bis rote, fein- bis mittelkörnige Gneise mit Paralleltextur und selten harte, gut gerundete mittelkörnige Amphibolite, mit schwarzen bis dunkelgrünen Amphibolen
Quarzit Sandstein	Präkambrium, Paläozoikum, Mesozoikum	Skandinavien, Finnland und Baltikum	fein- bis mittelkörniger Quarzit farblos bis rötlich, gute Rundung
Kalkstein	Paläozoikum, Kreide	Skandinavien, Baltikum und Ostseeraum	feinlutitischer, grauer bis dunkelgrauer Kalkstein
einheimisch-mesozoische Gesteine (M)			
Arkosesandstein	Buntsandstein	Huy, Asse-Heeseberg, östlich Seeländerei und N-Harstrand	rötlicher, z. T. gebleichter weißgrauer Fein- bis Mittelsandstein mit Feldspat- und Glimmeranteil
Quarzsandstein	Unter- und Oberkreide	im E-Bereich der "Subherzynyen Kreidemulde" und Kl. Fallstein	weißer bis gelber Fein- bis Mittelsandstein, glimmerarm und z. T. glaukonitisch, durch Eisenoxide braun bis dunkelbraun verkittet
übriger Sandstein	Mesozoikum	in verschiedenen Teilen des Subherzynyens	grauer bis brauner Fein-, selten Mittelsandstein
Flammenmergel	Unterkreide	nordwestlich des Gr. Bruchs	grauer bis gelber, kieseliger (dunkle Schlieren) Mergelstein
Kalksandstein	Oberkreide	im E-Bereich der "Subherzynyen Kreidemulde"	weißgrauer bis gelbgrauer, mürber Sandstein mit kalkigem Bindemittel, selten glaukonitisch
Ton-/ Siltstein	Mesozoikum	in weiten Teilen des Subherzynyens	überwiegend weicher, gelber bis roter Tonstein, gut gerundet und stark verwittert
Kalkstein des Muschelkalks	Muschelkalk	am Huy, im weitem Umkreis des Hakels, N-Harstrand und Asse-Heeseberg	grauer, harter, dichter Kalkstein mit gelegentlich vorkommenden Bruchstücken von Mollusken-, Brachiopodenschalen und Trochiten
Plänerkalkstein	Cenoman und Turon	im SE- und W-Bereich der "Subherzynyen Kreidemulde", SW-Rand des Gr. Fallstein, nordwestlich des Gr. Bruchs	weißer bis hellgrauer, selten rötlicher, dichter Kalk- bis Mergelstein, mürbe verwittert und gut gerundet und häufig länglich abgeplattet, typisch ist das Auftreten von Mn-Dendriten auf der Oberfläche
übriger Kalkstein	Mesozoikum	in verschiedenen Teilen des Subherzynyens	ein nicht näher bestimmbarer mesozoischer Kalkstein
Spiculit/ Hornstein der Kreide	Kreide	im Bereich der "Subherzynyen Kreidemulde" und nordwestlich des Gr. Bruchs	weißer, stark verkieselter Mergelstein oder dunkelgraue bis schwarze Kieselkonkretionen
einheimisch-tertiäre und andere Gesteine (A)			
Geröllquarz	?	nördlich des Arbeitsgebiets	weiße, milchige Geröllquarze, stark gerundet
Gesteine des Tertiärs	Tertiär	im und nördlich des Arbeitsgebiets	braune bis graue, verkieselte Sandsteine z. T. mit Wurzelröhren
nicht bestimmbare Gerölle			alle die Gesteine, die in (N), (M) und (P) nicht zugeordnet werden können

Abb. 6: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphisches Alter der nordischen (N), einheimisch-mesozoischen (M) und anderen (A) Gesteine.

Im Arbeitsgebiet wurden aus 61 Vorkommen 147 Geröllproben ausgewertet. Die Probenentnahme richtete sich im Gelände nach unterscheidbaren Schichtkomplexen und wurde in vertikaler Richtung vorgenommen. Der Abstand der Probenentnahme betrug etwa 0,5 bis 1,0 m. Zur Untersuchung wurde die Mittelkiesfraktion (\varnothing 6,3-20,0 mm) gewählt, da in dieser Fraktion im Arbeitsgebiet in allen untersuchten Sedimenten die Gerölle für eine Probe in ausreichender Menge zur Verfügung standen. Außerdem ist mit dieser Fraktion eine Vergleichbarkeit mit den Ergebnissen und Untersuchungen anderer Bearbeiter gewährleistet (Bombien, 1987; Bachmann, 1992; Piper, 1995; Heise, 1996; Krull, 1996; Latzke, 1996; Weymann, 1997; Feldmann & Winter, 1998; Groetzner & Weymann 1998; Winter, 1998; Groetzner & Winter, 1998; Deters, 1999). Zwar kann individuelle Auszählmethodik jedes einzelnen Bearbeiters zu geringfügigen Verschiebungen der Zählergebnisse führen, aber dies wird bei der Interpretation berücksichtigt. Direkte Vergleiche von Zählungen aus unterschiedlichen Fraktionen sind ohne komplizierte und dazu unsichere Umrechnungsverfahren nicht möglich, da die Anteile einzelner Gesteinsarten (z.B. Diabas, Grauwacke oder Granit), je nach Transport- und Verwitterungsverhalten, stark schwanken können (Bombien, 1987). Die Mittelkiesproben wurden im Gelände gesiebt, im Labor gereinigt, getrocknet und danach durch Viertelung auf den benötigten Umfang herunter geteilt (Leser, 1977). Dabei lag der Probenumfang bei etwa 300 Stück, da bei dieser Probenmenge das Verhältnis zwischen Arbeitsaufwand und erzielbarem Ergebnis optimal war (Rausch, 1977; Bombien, 1987). Die Gerölle wurden anhand frischer Bruchflächen unter dem Binokular bestimmt. Hierbei wurde 10%ige Salzsäure und Stahlnagel als Hilfsmittel zur Bestimmung verwendet. In schwierigen Fällen wurde zur Bestimmung der Gerölle eine Vergleichskollektion des Inst. f. Geol. u. Paläont. der Univ. Hannover zu Rate gezogen.

Bei der geröllanalytischen Auswertung wurden 34 Gesteinseinheiten berücksichtigt. Die ermittelten Mengen-Anteile einzelner Gesteinseinheiten wurden in gerundeten Stückprozentwerten (**Stück%**) angegeben und in Geröllzähllisten im Anhang dokumentiert (s. Kap. 11.2.). Bei allen Geröllproben mit Kalkstein-Anteil (**k**) wurde dieser rechnerisch eliminiert (**kf**), um auf diese Weise eine bessere Vergleichbarkeit zwischen verwittertem und unverwittertem Probenmaterial zu erreichen (Bombien, 1987). Die 34 Gesteinseinheiten wurden aufgrund ihrer Herkunft in drei Hauptgruppen untergliedert (s. Abb. 6, 7). 5 Gesteinseinheiten wurden dem nordischen (**N**), 11 dem einheimisch-mesozoischen (**M**) und 17 dem einheimisch-paläozoischen (**P**) Herkunftsgebiet zugeordnet. 2 Gesteinseinheiten unklarer Herkunft und nicht be-

stimmbare Gerölle wurden unter der Rubrik einheimisch-tertiäre und andere Komponenten (**A**) zusammengefaßt. Unbestimmbare paläozoische Gerölle wurden in (**P**) zu "Sonstige" zugeordnet.

Mit Hilfe von verschiedenen geröllpetrographischen Kennwerten sollen die Flußsedimente von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt und diese einzelnen Harzflüssen zugeordnet werden. Hierfür wurden verschiedene Gesteinseinheiten bzw. Gerölltypen als Dreier-Gruppe gegenüber gestellt und ihre Mengenverhältnisse miteinander verglichen. Bei Betrachtung einer Dreier-Gruppe wurde deren Mengenverhältnis auf 100% normiert und der Prozentanteil jeder einzelnen Gruppe errechnet.

Für die geröllanalytische Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten eignet sich der von Bombien (1987) vorgeschlagene **N:M:P**-Kennwert. Bei der Zuordnung der Flußsedimente zu Harzflüssen gibt es für einige Flüsse signifikante Leitgerölle:

- Eckergneis (**Eg**) für die Ecker
- Ilsesteingranit (**Ig**) für die Ilse und Ecker
- Zweiglimmer-Ramberggranit (**Zg**) für die Bode
- Sandstein des Rotliegenden für die Selke

Dennoch reichen die signifikanten Flußgerölle nicht aus, um die Flußsedimente sicher Harzflüssen zuzuordnen und einzelne Harzflüsse geröllpetrographisch zu unterscheiden. Hierzu zählen die Sedimente von Rammelsbach, Holtemme, Goldbach und Eine. Hierfür werden paläozoische Kennwerte mit den zwar unsignifikanten aber gut erkennbaren Flußgeröllen, wie Diabas (**Di**), Grauwacke (**Gr**), Harzgangquarz (**Hg**), Quarzit (**Qz**) und Kieselschiefer (**Ki**) ausgewählt. Bei der Gegenüberstellung von drei paläozoischen Gerölltypen wurden Quarzit und Kieselschiefer als "Normkomponenten" gewählt, da diese am transportbeständigsten sind und in allen Flußsedimenten auftreten. Insgesamt ergeben sich aus den signifikanten und unsignifikanten Gerölltypen 6 paläozoische Kennwerte, um die Flußsedimente im Arbeitsgebiet zu Harzflüssen zuzuordnen:

- Ilsesteingr.:Quarzit:Kieselschiefer. = **Ig:Qz:Ki**
- Eckergneis:Quarzit:Kieselschiefer = **Eg:Qz:Ki**
- Zweiglimmergr.:Quarzit:Kieselsch. = **Zg:Qz:Ki**
- Diabas:Quarzit:Kieselschiefer = **Di:Qz:Ki**
- Grauwacke:Quarzit:Kieselschiefer = **Gr:Qz:Ki**
- Harzgangquarz:Quarzit:Kieselsch. = **Hg:Qz:Ki**

Welche unsignifikante paläozoische Geröllkennwerte für welche Harzflüsse genutzt werden können, hängt von den auftretenden Gesteinstypen im Sediment und letztendlich deren Einzugsgebieten im Harz ab. Hierfür werden die Geröllproben von harzrandnahen Vorkommen, die im Bereich der heutigen Harzflüsse liegen, zu Grunde gelegt. Für jeden Harzfluß werden

Gesteins-einheit	Alter	Herkunft	Beschreibung
paläozoisch-einheimische Gesteine (P)			
Diabas/ Schalstein/ Keratophyr	Mitteldevon bis Unterkarbon	Mittel- und Unterharz	dunkelgraues, -braunes bis grünliches, feinkörniges, selten grobkörniges Gestein mit typischen Feldspatleisten und teilweise auftretenden kalzitverfüllten "Mandelaugen", gut gerundet und z. T. sehr mürbe
Quarzporphyr	Oberkarbon bis Unterrotliegend, "Gangfazies"	zwischen Brocken- und Rambergmassiv	hell- bis dunkelbraune, selten rötliche (verwittert weiße) Grundmasse, mit kleinen, kantigen Quarzeinsprenglingen
übrige Vulkanite	Oberkarbon bis Unterrotliegend, "Gangfazies"	zwischen Brocken- und Rambergmassiv	vielgestaltige Gruppe, meist stark verwittert mit unterschiedlicher Farbe oder z. T. hellgraue, sehr feinkörnige Gesteine
Zweiglimmer- Ramberggranit	Oberkarbon bis Unterrotliegend	Rambergmassiv	fein- bis mittelkörniger Granit mit weissen bis gelblichen Feldspäten und dunkelgrauem Quarz, gleichzeitiges Auftreten von Hell- und Dunkelglimmer, z.T. porphyrisches Aussehen, kantengerundet und leicht mürbe
Brockengranit	Oberkarbon bis Unterrotliegend	Brockenmassiv	fein- bis mittelkörniger Granit mit weißen bis gelblichen, Feldspäten und dunkelgrauem Quarz, häufig reich an Biotit, mittelmäßig gerundet und leicht mürbe
Ilsesteingranit	Oberkarbon bis Unterrotliegend	N-Rand des Brockenmassivs	fein- bis mittelkörniger Granit mit rosafarben bis rötlichen Feldspäten und dunkelgrauem Quarz, mit Biotit, stark gerundet und z. T. stark grusig mürbe
übriger Harzgranit	Oberkarbon bis Unterrotliegend	Brockenmassiv und Rambergmassiv	feinkörniger bis sehr feinkörniger Granit mit weißlichen Feldspäten und dunkelgrauem Quarz, z. T. nur Bruchstücke ohne genaue Zuordnung
Hornfels	Oberkarbon bis Unterrotliegend	im Kontaktbereich des Brocken- und Rambergmassivs	graue bis schwarze, dichte Gesteine, häufig plattig und hart
Harzgangquarz	Oberkarbon bis Unterrotliegend	Mittel- und Unterharz, besonders Wippraer Zone	milchige bis weiße Gangquarzvarietäten, kantengerundet, teilweise "Backenzahn"-ähnliches Aussehen mit tektonischen Strömungen auf der Oberfläche
Kieselschiefer	Mitteldevon und Unterkarbon	west-, südwest-, öst- und nördlich des Brockenmassivs und östlich des Rambergmassivs	schwarzes, selten braunes oder rötliches, dichtes Gestein mit dünnen quarzverheilten Klüften, schlecht gerundet und scharfkantiger, quaderförmiger Bruch, z. T. mit Resten von Radiolarien
Quarzit/ Sand- stein	Mitteldevon bis Unterkarbon	west- und nördlich des Brockenmassivs, west- und südlich des Rambergmassivs, Mittelharz	große Bandbreite; hell- bis dunkelgrauer, selten bräunlicher und rotfleckiger Fein- bis Grobsandstein bis dichter, glasiger Quarzit, schlecht gerundet, sehr hart und z. T. zerschert
Grauwacke	Oberdevon bis Karbon	in weiten Teilen des Mittel und Unterharzes, südlich des Brocken- und Rambergmassivs, östlich des Rambergmassivs und vereinzelt am N-Harzrand	grüngrauer bis graubrauner fein- bis grobkörniger Sandstein, schlecht klassiert mit reichlichen Gesteinsbruchstücken, gut gerundet, sehr mürbe und z. T. braun bis hellbraun verwittert
Sandstein des Rotliegenden	Unterrotliegend	Meisdorfer Becken	roter Fein- bis Mittelsandstein, schlecht klassiert mit Gesteinsbruchstücken
Eckergneis	Präkambrium	am W-Rand des Brockenmassivs	viele Varietäten, schwer erkennbar, braunes, fein- bis mittelkörniges Gestein mit Paralleltextur und eingeregelt Glimmermineralen
Harzburger Gabbro	Oberkarbon bis Unterrotliegend	am NW-Rand des Brockenmassivs	weißgraue, fein- bis mittelkörnige Gesteine mit dunklen Mineralkomponenten, gut gerundet und sehr mürbe
Ton-/ Siltschiefer	Silur, Mittel- bis Oberdevon und Unterkarbon	in weiten Teilen des Mittel- und Unterharzes	dunkelgraue bis schwarze Gesteine, hart bis mürbe, dünn aufspaltend, sehr gut gerundet, oft plattig bis stengelig, im Unterharz anchimetamorph überprägt
Kalkstein	Mittel- bis Oberdevon	zwischen Brocken- und Rambergmassiv	dunkelgrauer bis schwarzer, dichter, harter, lutitischer Kalkstein
Sonstige	Paläozoikum	Mittel- und Unterharz	all die Gesteine, die nach ihrer Ausbildung dem Harz zugeordnet werden können

Abb. 7: Verbreitung, Ausbildung und stratigraphisches Alter der einheimisch-paläozoischen (P) Gesteine.

von den Geröllanteilen Diabas, Grauwacke, Harzgangquarz, Quarzit und Kieselschiefer aus den Geröllproben aller harzrandnaher Vorkommen die Durchschnittswerte ermittelt. Die maßgeblichen Geröllanteile des jeweiligen Harzflusses ergeben die paläozoischen Kennwerte mit denen die Flußsedimente den Harzflüssen zugeordnet werden. Allerdings können bei der Interpretation dieser paläozoischen Kennwerte falsche Ergebnisse entstehen, denn die transportunbeständigen Diabas- und Grauwackengerölle können mit zunehmender Harzentfernung schneller aus der Mittelkiesfraktion herausfallen als die transportbeständigen Harzgangquarz-, Quarzit- und Kieselschiefergerölle. Damit dies bei der Interpretation der Flußsedimente berücksichtigt werden kann, sollen die für jeden Harzfluß in Abhängigkeit zur Harzentfernung konstruierten Geröllganglinien über Transportbeständigkeit bzw. -unbeständigkeit von paläozoischen Gerölln Auskunft liefern.

Die Darstellung der jeweiligen Kennwerte im Vergleich mehrerer Geröllproben erfolgt in Dreiecksdiagrammen. Einzelne N:M:P-Kennwerte an Schichtprofilen werden als Balkendiagramme dokumentiert. Für die Geröllganglinien längs der Harzflüsse werden in den Vorkommen von den o.g. paläozoischen Geröllanteilen jeweils die Mittelwerte gebildet und als Kurve miteinander verbunden. Bei der Erstellung der paläozoischen Geröllspektren der jeweiligen Harzflüsse, werden die zugrunde gelegten Geröllanteile in Säulendiagrammen dargestellt.

2.3. Schwermineralbestand

Die Untersuchung des Schwermineralbestands stellt eine weitere Methode dar, um mittelpleistozäne Sedimente im nordöstlichen Harzvorland genetisch zu unterscheiden. Nach bisherigen Untersuchungen (Ulrich, 2001) können damit im Bode-, Selke- und Einegebiet die Flußsedimente von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt werden. Eine Unterscheidung von elstergegen saalezeitliche Schmelzwassersedimente war bislang nicht möglich. (Henningsen, 1997; Ulrich, 2001).

Die Schwermineralführung einzelner Harzflüsse sollte von den auftretenden Festgesteinen im Harz als Einzugsgebiet abhängig sein. Wenn die Varianz der im Einzugsgebiet auftretenden Festgesteine für einzelne Harzflüsse zu spezifischen Geröllspektren führt, sollte dies auch für die Schwermineralführung zutreffen. Der Großteil der Datengrundlage für den Schwermineralbestand entstand in der Zusammenarbeit mit Ulrich (2001) mit Ergebnissen von El Mougi (2000). Hinzu kommen Daten aus weiteren Untersuchungen

von Bachmann¹ (1992), Piper (1995), Krull (1996), Kroll (1997) und Weymann (1997), die neben geröllanalytischen Untersuchungen aus den pleistozänen Lockersedimenten punktuell Schwermineralproben entnommen haben, die von Herrn Henningsen ausgewertet wurden. In der Zusammenarbeit mit Ulrich (2001) sollte im Arbeitsgebiet bei gleichzeitiger Probenentnahme für geröll- und schwermineralanalytische Untersuchungen eine Auswertung und Gegenüberstellung beider Verfahren erfolgen. Ulrich (2001) hat schwermineralanalytische Kennwerte erarbeitet, mit denen die Mittelterrassensedimente von Schmelzwassersedimenten abgegrenzt wurden. Weiterhin untersuchte er Mittelterrassensedimente, um diese mit Hilfe ihrer Schwermineralführung Harzflüssen zuzuordnen. Hierbei lag der Untersuchungsschwerpunkt von Ulrich (2001) bei den Mittelterrassensedimenten der Bode, Selke und Eine. Zusätzlich wurden einige Proben im Ilsegebiet entnommen und bearbeitet.

In dieser Arbeit wurden für 33 Vorkommen die Ergebnisse schwermineralanalytischer Untersuchungen herangezogen. Hinzu kamen von Bombien (1987) zu Vergleichszwecken Ergebnisse aus 2 Vorkommen an der Westgrenze außerhalb des Untersuchungsgebiets. Insgesamt wurden 109 Schwermineralproben berücksichtigt. Die Probenentnahme für die Schwermineralproben erfolgte im Gelände in ähnlicher Weise wie für die Geröllproben (s. Kap. 2.2.). Bei der Zusammenarbeit mit Ulrich (2001) wurden aus den Sedimenten 57 Proben gleichzeitig für Schwermineral- und Geröllproben gesiebt. Methodisch wurde die Bearbeitung und Untersuchung der Schwermineralproben von Ulrich (2001) wie folgt durchgeführt:

Es wurde die Fraktion 0,036-0,25 mm gewählt. Mit Hilfe des "Bromoform zur Kohlenwäsche" (spez. Gewicht 2,81-2,83 g/cm³) wurde die Schwereretrennung durchgeführt. Die abgetrennte Schwere-Fraktion wurde als Dauerpräperat auf Objektträgern in das Kunstharz "Cargille Meltmount" (Brechungsindex n=1,662) eingebettet und mit einem Deckglas versehen.

Bei der Mineralzählung wurden bei einem Probenumfang von 300 Schwermineralen mit Hilfe des Polarisationsmikroskops 17 durchlichtmikroskopische und opake Mineralkörner berücksichtigt. Die ermittelten Mengen-Anteile der einzelnen Schwerminerale wurden in gerundeten Stück-Prozentwerten (**Stück%**) angegeben und in Schwermineralzähllisten im Anhang dokumentiert (s. Kap. 11.3.). Die Schwerminerale wurden nach ihrem Faziestyp in drei Hauptgruppen untergliedert: die Gruppe der Stablen (**Stab**), Metamorphen (**Meta**) und Magmatischen (**Magm**).

¹ die schwermineralanalytische Auswertung wurde von Schmidt (1992) durchgeführt

- Die Gruppe der Metamorphen umfaßt die Minerale Granat, gem. Hornblende, Epidot, Staurolith, Disthen, Sillimanit und Andalusit. Das Herkunftsgebiet dieser Minerale ist überwiegend aus den Gesteinsserien aus dem Norden abzuleiten.
- Die Gruppe der Magmatischen umfaßt die Minerale Augit, Oxy-Hornblende, Orthopyroxene und Apatit. Diese Minerale mit Vormacht von Augit sind überwiegend auf die paläozoischen Gesteinsserien im Harz zurückzuführen; der untergeordnet auftretende Apatit ist aus Gesteinen des Buntsandsteins abzuleiten.
- Die Gruppe der Stablen umfaßt die Minerale Zirkon, Turmalin, Rutil, Titanit, Anatas und Brookit. Das Herkunftsgebiet der Minerale dieser Gruppe ist unbestimmt. Sie können in Gesteinsserien im Norden (Fennoskandia), in den paläozoischen Gesteinsserien im Harz oder in mesozoischen und tertiärzeitlichen Gesteinsserien des nordöstlichen Harzvorlands auftreten.

Ähnlich zum N:M:P-Kennwert oder zu den paläozoischen Kennwerten sollten verschiedene Schwermineraleinheiten bzw. -spektren als Dreier-Gruppe gegenüber gestellt und ihre Mengenverhältnisse miteinander verglichen werden (s. Kap. 2.2.). Hieraus hat Ulrich (2001) zwei Kennwerte erarbeitet, um Mittelterrassensedimente von Schmelzwassersedimenten abzugrenzen. Für die Arbeit wurde die Gegenüberstellung der Stablen zu den Metamorphen zu den Magmatischen (**Stab:Meta:Magn**) übernommen. Der zweite von Ulrich (2001) erarbeitete Kennwert, die Gegenüberstellung der gem. Hornblende zu Granat zu Epidot führte im Arbeitsgebiet, besonders im Ecker-Ilsegebiet, bei der Abgrenzung zu unsicheren Ergebnissen.

Bei der Zuordnung der Mittelterrassensedimente zu Harzflüssen hat Ulrich (2001) auf Grundlage ihrer Geröllführung mögliche zu erwartende relevante Schwermineralspektren erarbeitet (s. Abb. 8). Hierfür hatte Ulrich (2001) nach geröllanalytischen Ge-

Gesteinseinheit	Schwermineralführung
H a r z	
Diabas/ Schalstein/ Keratophyr und übrige Vulkanite	- Diabas: Augit (je nach Spilitisierungsgrad unterschiedliche Beimengungen von Epidot, Orthopyroxene, gem. Hornblende, Granat und opaken Mineralen) - Mittelharzer Gänge: Pyroxene
Ramberggranit	Apatit, Turmalin, Zirkon und Andalusit
Brockengranit	- Syenogranit: Zirkon, Magnetit, Granat und Turmalin - Grobkörniger Syenogranit: Orthit, Hornblende, Zirkon und Turmalin
Ilsesteingranit	- Syenogranit: Zirkon, Apatit und Turmalin - Hornblendeaugitgranit: Hornblende, Augit, Apatit und Zirkon
Harzburger Gabbro	Orthopyroxene, Hornblende, Augit und Granat (Henningsen, 1983, 1997; Schmidt, 1992)
Eckergneis	Granat und Epidot (Schmidt, 1992)
Harzgangquarz	schwermineralarm
Kieselschiefer	schwermineralarm
Quarzit/ Sandstein	schwermineralarm
Grauwacke	- Selke-Grauwacke: Granat, Epidot und Zirkon - Tanner Grauwacke: Zirkon, Rutil und Turmalin
Sandstein des Rotliegenden	Zirkon, Turmalin und Rutil
Ton-/ Siltschiefer	schwermineralarm
n o r d ö s t l i c h e s H a r z v o r l a n d	
Arkosesandstein des Buntsandsteins	Apatit, Granat, Zirkon und Turmalin
Quarzsandstein der Kreide	Zirkon, Turmalin, Rutil und Epidot
Sand des Tertiärs	Zirkon und Rutil

Abb. 8: Übersichtsdarstellung der Schwermineralverteilung von Gesteinen aus dem Harz und nordöstlichem Harzvorland (vereinfacht n. Ulrich, 2001).

sichtspunkten die wichtigsten Gerölle zugrunde gelegt: Diabas/übrige Vulkanite, Ramberg-/Brocken-/Ilsesteingranit, Quarzit, Kieselschiefer, Harzgangquarz und Sandstein des Rotliegenden. Auf dieser Grundlage wurden in der Arbeit folgende Schwermineralerzkörper für geeignete Kennwerte ausgewählt: Augit (**Aug**), Zirkon (**Zir**), Orthopyroxen (**Ort**) und Epidot (**Epid**). Hiernach wird bei der Untersuchung von Harzflußsedimenten der **Aug:Zir:Ort**- und **Aug:Zir: Epid**-Kennwert angewendet. Welcher Kennwert für welchen Harzfluß genutzt werden kann, hängt von den auftretenden Gesteinstypen in den Einzugsgebieten im Harz ab. Die Darstellung der Kennwerte beim Vergleich mehrerer Schwermineralproben erfolgt in Dreiecksdiagrammen.

2.4. Höhenlage von Flußterrassen

Die Höhenlage von Terrassensedimenten über ihren heutigen Harzflüssen ist ein wichtiges Kriterium für deren stratigraphisches Alter. Eine Datierung dieser mittelpleistozänen Sedimente mittels chronometrischer Methoden (Thermolumineszenz, Isotopenbestimmungen) war bisher nicht möglich. Pedologische und pollenanalytische Kriterien konnten mangels Material nicht angewendet werden. Dagegen können glazigene Vorkommen, die nicht in direkter Lagebeziehung zu Mittelterrassensedimenten liegen, mit Hilfe der Höhenlage nicht stratigraphisch bestimmt werden.

Im Arbeitsgebiet wurde in 57 Vorkommen die Oberfläche der Terrassensedimente als Höhenlage zum heutigen Harzfluß in Beziehung gesetzt. Hierbei wurde die Höhenlage über Talaue orthogonal zum Harzfluß ermittelt. Von den Terrassensedimenten wurde die Oberfläche gewählt, weil deren Basisfläche seltener aufgeschlossen und oft von der Abtragungsresistenz des Untergrunds abhängig ist (Weissermel 1930; Bombien, 1987; Feldmann, 2002). Mögliche Unterschiede durch erosionsbedingte Differenz zwischen heutiger und ursprünglicher Oberfläche der Terrassensedimente können nicht ausgeschlossen werden, sollten aber bei der Gesamtbetrachtung aller Vorkommen erkannt werden. Andererseits könnten solche Höhendifferenzen auch ihre Ursache in post-sedimentären, tektonischen Hebungen oder Senkungen in Teilbereichen des nördlichen Harzvorlands oder des Harzes haben (Grupe, 1916; Hövermann, 1950; Hark, 1954; Jordan, 1995; Feldmann, 2002).

Um Mittelterrassensedimente stratigraphisch zuzuordnen und gegen Oberterrassen- sowie Niederterrassensedimente abzugrenzen, müssen für jeden Harzfluß die spezifischen Höhenlagen von Mittelterrassen erarbeitet werden. Sichere Mittelterrassensedimente sind zunächst einmal solche, die von Schmelzwassersedimenten unter- und überlagert werden und einen geringen nordischen Geröllanteil aufweisen (s. Kap. 2.2.). Bei Vorkommen, die nicht von Schmelzwassersedimenten unterlagert werden und frei vom nordischen Anteil sind, muß dann allein die Höhenlage über die stratigraphische Bestimmung entscheiden.

Für die Ermittlung der Höhenlage von Flußterrassen wurde für jeden Harzfluß eine Isolinienkarte konstruiert. In dieser Isolinienkarte verlaufen parallel zum heutigen Harzfluß in 10,0 m-Abständen Höhenlinien. Hierbei wurde auf der Grundlage der TK 100 Blätter (Braunschweig C3926, Helmstedt C3930, Goslar C4326, Halberstadt C4330) in bestimmten Punktabständen längs des Harzflusses deren Höhenlagen über Talaue ermittelt. Punkte gleicher Höhenlagen wurden als Isolinie miteinander verbunden. Dabei wurden neben den bearbeiteten Vorkommen alle auf der geologischen Übersichtskarte (Schroeder, 1930) dargestellten Vorkommen von Oberterrassen- und Mittelterrassensedimenten einbezogen, so daß alle Terrassensediment-Vorkommen des jeweiligen Harzflusses berücksichtigt wurden. Allerdings wurden isolierte, heute weit entfernte Vorkommen nicht auf den jeweiligen Harzfluß, sondern auf die Talaue näher gelegener lokaler Bäche bezogen. Dies kann allerdings zu Fehlern führen, da die lokalen Bäche ein anderes Erosionsverhalten haben können, als die zugeordneten Harzflüsse. Hierfür sollen längs zum Harzfluß konstruierte Gefälleprofile von Mittelterrasse und Talaue weitere Auskunft liefern. Dabei wurde für jeden Harzfluß bei ausreichender Menge an bearbeiteten Vorkommen in Abhängigkeit zur Harzentfernung ein Gefälleprofil (m ü. NN) erstellt. Bei der Erstellung wurde i.d.R. der Verlauf der heutigen Fluß-Talung als Profillinie gewählt. Bei isolierten, heute flußfernen Vorkommen wurde die Profillinie durch die Talung des lokalen Bachs gelegt. Nach dem Verlauf der Gefällekurven von Mittelterrasse und Talaue werden auftretende Höhendifferenzen soweit möglich auf erosive oder tektonische Ursachen zurückgeführt.

3. ABGRENZUNG VON FLUß- UND SCHMELZWASSERSEDIMENTEN

Mit Hilfe der Sedimentmerkmale, des nordischen Geröll- und Schwermineralbestands werden die Flußsedimente von glazigenen Ablagerungen abgegrenzt. Der besondere Augenmerk liegt hier auf der Unterscheidung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten sowie der Identifizierung eventueller "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975).

3.1. Sedimentmerkmale

Nach den Sedimentmerkmalen werden in 52 Vorkommen Flußsedimente identifiziert. Dazu sind in 15 Vorkommen (A7, A9, S23, B29, Aw34, A35-38, B42, A44, A47, A50, A55, A58) Schmelzwassersedimente und in 7 Vorkommen (S23, Aw34, A36, A44, A49, A55, A58) Grundmoränen in direkter Lagebeziehung zu Flußsedimenten aufgeschlossen. In 4 Vorkommen

(S19, A26, S27, A32) sind nur Schmelzwassersedimente anzutreffen. In 7 Vorkommen (B15, S21, S57, Sp60, Sp61, Ba, Be) werden kaltzeitlich umgelagerte Sedimente mit Geröllmaterial aus dem Harz als Relikte von Flußsedimenten gedeutet. Bei den restlichen 5 Vorkommen (Bb, Bc, Bd, Bf, Bg) handelt es sich um sonstige kaltzeitliche Bildungen.

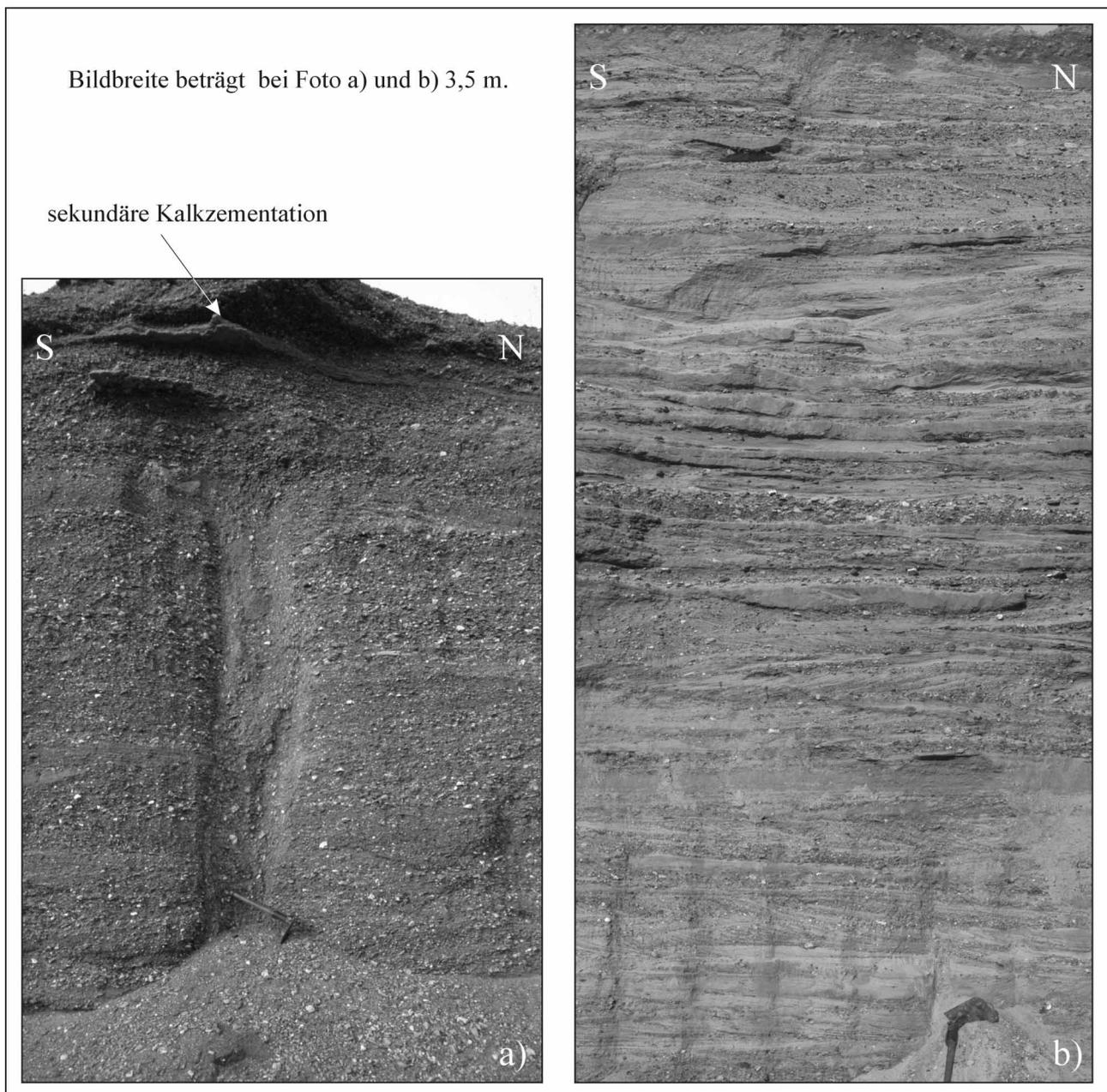


Abb. 9: In Aufschluß A50 westlich Aschersleben: Foto a) Flußsedimente mit synsedimentären Eiskeil; Foto b) Schmelzwassersedimente.

Im Arbeitsgebiet bestehen die Flußsedimente i.d.R. aus dunkelgrauem bis braunen, schwach sandigen Kies (s. Abb. 9 Foto a)). In Harzrandnähe ist der Sandanteil in den Sedimenten gering, die Hauptkomponente liegt im Mittel- bis Grobkiesbereich. Mit zunehmender Harzentfernung nimmt der Sandanteil leicht zu, der Hauptanteil liegt aber weiterhin im Fein- bis Mittelkiesbereich. In der Korngrößenzusammensetzung der Flußsedimente sind auch Unterschiede zwischen Ecker-Ilsegebiet und Bode-Selke-Einegebiet beobachtbar. Die Sedimente im Ecker-Ilsegebiet sind in Harzrandnähe grobkiesiger, mit cm-mächtigen und m-langen, eingeschalteten schluffigen Sandbändern undeutlich geschichtet. Der schwache Sandanteil besteht oft aus Granitgrus und ist z.T. leicht mit Ton und Schluff angereichert, so daß der Mittel- bis Grobkies hiermit verkittet ist. Mit zunehmender Harzentfernung wird die Schichtung etwas ausgeprägter und der Sandanteil im Kies ist noch stärker mit Granitgrus angereichert. Dagegen sind die Sedimente im Bode-Selke-Einegebiet im gesamten Verlauf feinkiesiger, mit cm-mächtigen und m-langen, eingeschalteten schluffigen Sandbändern etwas deutlicher geschichtet. Besonders im Einegebiet ist der Sandanteil im Kies stark ausgeprägt. Aber selbst im harzrandfernsten Vorkommen A35 südöstlich Oschersleben (s. Abb. 5) liegt in den Sedimenten die Hauptkomponente im Fein- bis Mittelkiesbereich. Die maximale Mächtigkeit der Flußsedimente beträgt in den Aufschlüssen etwa 8,0 m.

Schmelzwassersedimente dagegen bestehen im Arbeitsgebiet i.d.R. aus hellbraunem, schwach fein- bis mittelkiesigen Sand (s. Abb. 9 Foto b)). Die Sedimente sind mit cm- bis dm-mächtigen und m-langen, flachen Rinnen deutlich geschichtet. In den Aufschlüssen beträgt die Mächtigkeit der Schmelzwassersedimente bis 13,0 m. Ausnahmen bildet das Vorkommen A32. Die hier aufgeschlossenen Schmelzwassersedimente bestehen aus sandigem Kies mit m-mächtigen Sandeinschaltungen (s. Kap. 4.2.).

Im Arbeitsgebiet sind heute isolierte, relikthafte Vorkommen von Flußsedimenten zum einen auf einer Erhebung zwischen Ecker und Ilse und zum anderen südlich des Hoppelbergs beobachtbar (s. Abb. 5). Diese liegen auf der Geländeoberfläche als Kiesstreu aus kantengerundetem, paläozoischen Geröllmaterial. Aufgrund der niedergebrachten Bohrungen und Schurfen bestehen die Sedimente i.d.R. aus maximal 0,5 m mächtigem, stark schluffigen, schwach sandigen bis kiesigen Ton. Nach den Sedimentmerkmalen sind die Ablagerungen als Fließerde anzusprechen. Das paläozoische Geröllmaterial entstammt als Umlagerungsprodukt älteren Flußsedimenten, die im Bereich dieser Vorkommen nicht mehr zu finden sind.

Ein ähnliches isoliertes Vorkommen beschrieb Bombien (1987) bei seinen Untersuchungen auf einer Erhebung westlich der Oker am Ohe-Berg. Auch er deutete das Vorkommen als umgelagerte fluviatile Bildung.

Als Schlußfolgerung ist zu sagen, daß sich im Arbeitsgebiet in den Aufschlüssen die fast nur aus Kieslagen bestehenden Flußsedimente i.d.R. von den überwiegend aus Sandlagen bestehenden Schmelzwassersedimenten abgrenzen lassen. Dies deckt sich auch mit bisherigen Untersuchungen im nördlichen Harzvorland (Bombien, 1987; Bachmann, 1992; Krull, 1997; Krull, 1996; Piper, 1995; Weymann, 1997; Winter, 1998, 1999). Ausnahmen bildet die glazifluviatile Kiesfolge im Vorkommen A32. Die weitere Diskussion dieser Ablagerung erfolgt in den Kapiteln 4.2.1. und 8.

3.2. Geröllbestand

Mit Hilfe des N:M:P-Kennwerts werden von 147 Geröllproben aus 61 Vorkommen 114 Proben ihrem nordischen Geröllanteil nach als Fluß- und 33 Proben als Schmelzwassersedimente gedeutet. Davon liegen 9 Proben ihrer geröllpetrographischen Zusammensetzung nach im Bereich der "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975).

N:M:P-Kennwert

Die Flußsedimente weisen in 41 Geröllproben einen nordischen Geröllanteil (kf) von 0% auf (s. Abb. 10). Dies ist besonders in den harzrandnahen Vorkommen (B16, A17, S20, S22, S24, B25, A28, A31, A40, A52, Sp60, Sp61) beobachtbar. In 70 Proben beträgt (kf) der nordische Anteil bis 6%. Als Ausnahme besitzen 3 Proben (Vorkommen A35, A51) einen nordischen Anteil von 10-11%. Bei vertikaler Betrachtung kann der nordische Anteil im basisnahen Bereich der Flußsedimente z.T. um 3% betragen (Vorkommen A36, A44). Nach oben hin geht in der fluviatilen Abfolge der nordischen Anteil auf 0% zurück (Vorkommen A7, A30, A35, A36, A44, A49). Der paläozoische Anteil aller Proben liegt i.d.R. über 92%, meist zwischen 97-100%. Ausnahmen bilden 5 Proben aus dem Vorkommen Ap33, hier liegt der paläozoische Anteil bei 67-85% (Piper, 1995). Eine untergeordnete Rolle spielt der mesozoische Geröllanteil. Flußsedimente sind in allen Vorkommen außer in S19, A26, S27 und A32 anzutreffen.

Die Schmelzwassersedimente weisen in 22 Geröllproben (s. Abb. 10) einen nordischen Anteil (kf) zwischen 12-44% auf (Vorkommen S23, A26, Aw34, A35, A37, A38, A44, A50, A58). Als Ausnahme liegt

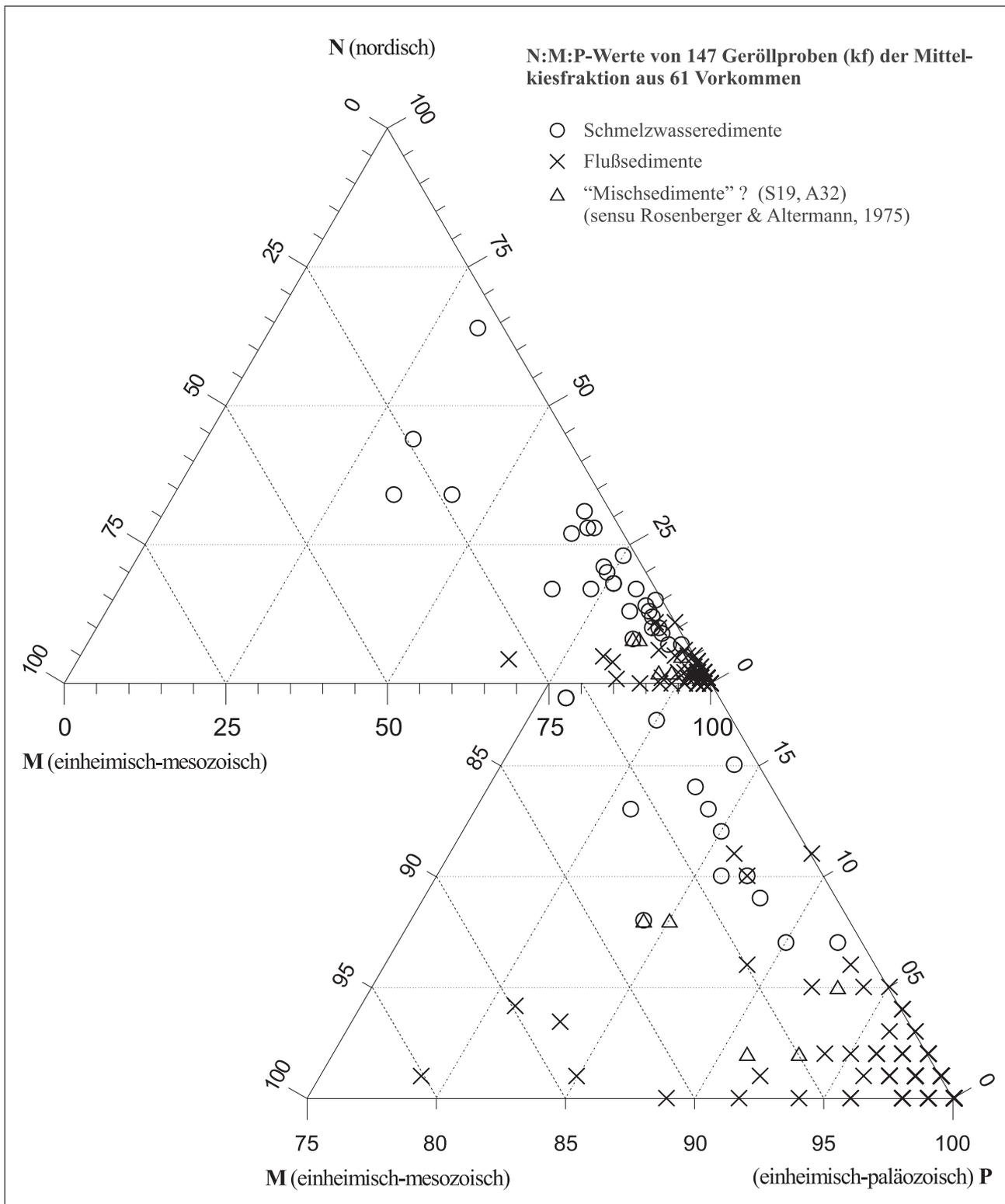


Abb. 10: N:M:P-Kennwerte von Geröllproben des Arbeitsgebiets zur Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten.

in 11 Proben der nordische Anteil bei 2-10% (Vorkommen A7, A9, S19, A26, S27, A32, Aw34). Hier ist besonders das Vorkommen A32 zu nennen, das mit seinem nordischen Anteil von 2-5% deutlich im Bereich der Flußsedimente liegt (s. Abb. 10). Der mesozoische Anteil liegt in allen Proben zwischen 1-32% und der paläozoische Anteil entsprechend zwischen 32-92%.

Nach diesen Befunden lassen sich im Arbeitsgebiet die Flußsedimente nach ihrem nordischen Geröllanteil von Schmelzwassersedimenten abgrenzen. Die von Bombien (1987) für Flußsedimente geltende Faustregel bis 5% bzw. 6% nordischer Anteil kann bis auf wenige Ausnahmen sicher angewendet werden. Als Ausnahmen gelten die Vorkommen A35 und A51 mit ihrem nordischen Anteil von 10-11%. Diese Vorkommen werden trotzdem nach ihren Sedimentmerkmalen als Flußsedimente gedeutet (s. Kap. 4.1.). Der nordische Geröllanteil wird in beiden Vorkommen auf verstärkten Eintrag von umgelagerten Schmelzwassersedimenten zurückgeführt. Beim Vorkommen A35 liegt die Ursache hierfür in seiner harzrandfernen Position: im damaligen Flußverlauf konnten aufgrund der größeren Entfernung zum Harz vermehrt ältere Schmelzwassersedimente aufgearbeitet werden. Im Gegenzug weisen viele harzrandnahe Vorkommen keinen nordischen Geröllanteil auf. Dieser Sachverhalt trifft allerdings für das harzrandnahe Vorkommen A51 nicht zu. Hier tritt in der fluviatilen Abfolge ein erhöhter nordischer Anteil in einer Einschaltung aus nordischem Grobkies auf (s. Kap. 4.1. u. Abb. 13). Darunter und darüber liegt in der fluviatilen Abfolge der nordische Anteil bei 0-1%. Dies äußert sich auch im Schwermineralbestand über erhöhte Anteile an metamorphen Mineralen (s. Kap. 3.3.). Der erhöhte nordische Geröllanteil im Grobkies wird auf einen lokalen Eintrag von umgelagerten Schmelzwassersedimenten zurückgeführt (s. Kap. 4.1.2.).

Im Mündungsgebiet der Selke beobachtete Weisermel (1926c, 1930) im oberen Bereich der Flußsedimentfolgen einen höheren Anteil an nordischem Material. Er nahm hiernach eine Zweiteilung der fluviatilen Abfolge an. Seine Beobachtungen sind nach den geröllanalytischen Befunden nicht reproduzierbar. In den dafür in Frage kommenden Vorkommen A36, A37 und A38 ist in der fluviatilen Abfolge im nordischen Anteil keine Zunahme festzustellen. Vielmehr weist in vielen Vorkommen die fluviatile Abfolge von unten nach oben eine Abnahme des nordischen Geröllanteils auf.

Schmelzwassersedimente besitzen einen nordischen Anteil von mehr als 12%. Dennoch liegt als Ausnahme in einigen Vorkommen (A7, A9, S19, A26, S27, Aw34) der nordische Anteil zwischen 7-10% und besonders im Vorkommen A32 zwischen 2-5%. Die Ablagerungen der Vorkommen A26 und S27 mit ihrem nordischen Anteil von 9-10% wurden von Piper (1995) als "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) gedeutet. Dies paßt gut zu den Vorstellungen und Ergebnissen von Rosenberger & Altermann (1975), die nahe dem Aufschluß S27 aufgrund geröllpetrographischer Kriterien "Mischsedimente" ausgegliedert haben. Hierzu gehören auch die von Krull (1996) als "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) gedeuteten Ablagerungen des Vorkommens A32 (s. Kap. 4.2.1.). Die weitere Diskussion dieser "Mischsedimente" erfolgt in den Kapiteln 4.2.1. und 8.

3.3. Schwermineralbestand

Mit Hilfe des Stab:Meta:Magma-Kennwerts werden von 109 Schwermineralproben aus 33 bearbeiteten Vorkommen 87 Proben ihrem Schwermineralbestand nach als Fluß- und 22 Proben als glazigene Ablagerungen gedeutet. Von letzteren gehören 19 Proben Schmelzwassersedimenten und 3 Proben Grundmoränen an. Fluß- und Schmelzwassersedimente werden im Arbeitsgebiet für das Ecker-Ilsegebiet sowie Holtemme-Goldbach-Bode-Selke-Einegebiet jeweils getrennt betrachtet.

Stab:Meta:Magma-Kennwert

Bei den Flußsedimenten im Ecker-Ilsegebiet und im Holtemme-Goldbach-Bode-Selke-Einegebiet liegt in 87 Schwermineralproben (s. Abb. 11) der metamorphe Anteil zwischen 15-75% (Vorkommen A4, A8, S10, B14-B18, B25, B29, A30-A40, B42-B48, A50-A52). Als Ausnahmen weisen 4 Proben im Ecker-Ilsegebiet (Vorkommen A7, A8, A9) einen metamorphen Anteil von 76-92% und 2 Proben im Holtemme-Goldbach-Bode-Selke-Einegebiet (Vorkommen A44, A51) von 77% und 86% auf. Dagegen beträgt bei glazigenen Ablagerungen im gesamten Arbeitsgebiet der metamorphe Anteil mehr als 75% (Vorkommen A26, A32, A36-A39, B42, A44, A50). Hiervon liegt als Ausnahme in 2 Proben (Vorkommen A26, A32) der metamorphe Anteil bei 57% und 69%.

Nach diesen Befunden lassen sich die Flußsedimente im Ecker-Ilsegebiet über ihren metamorphen Anteil nicht sicher von glazigenen Ablagerungen abgrenzen.

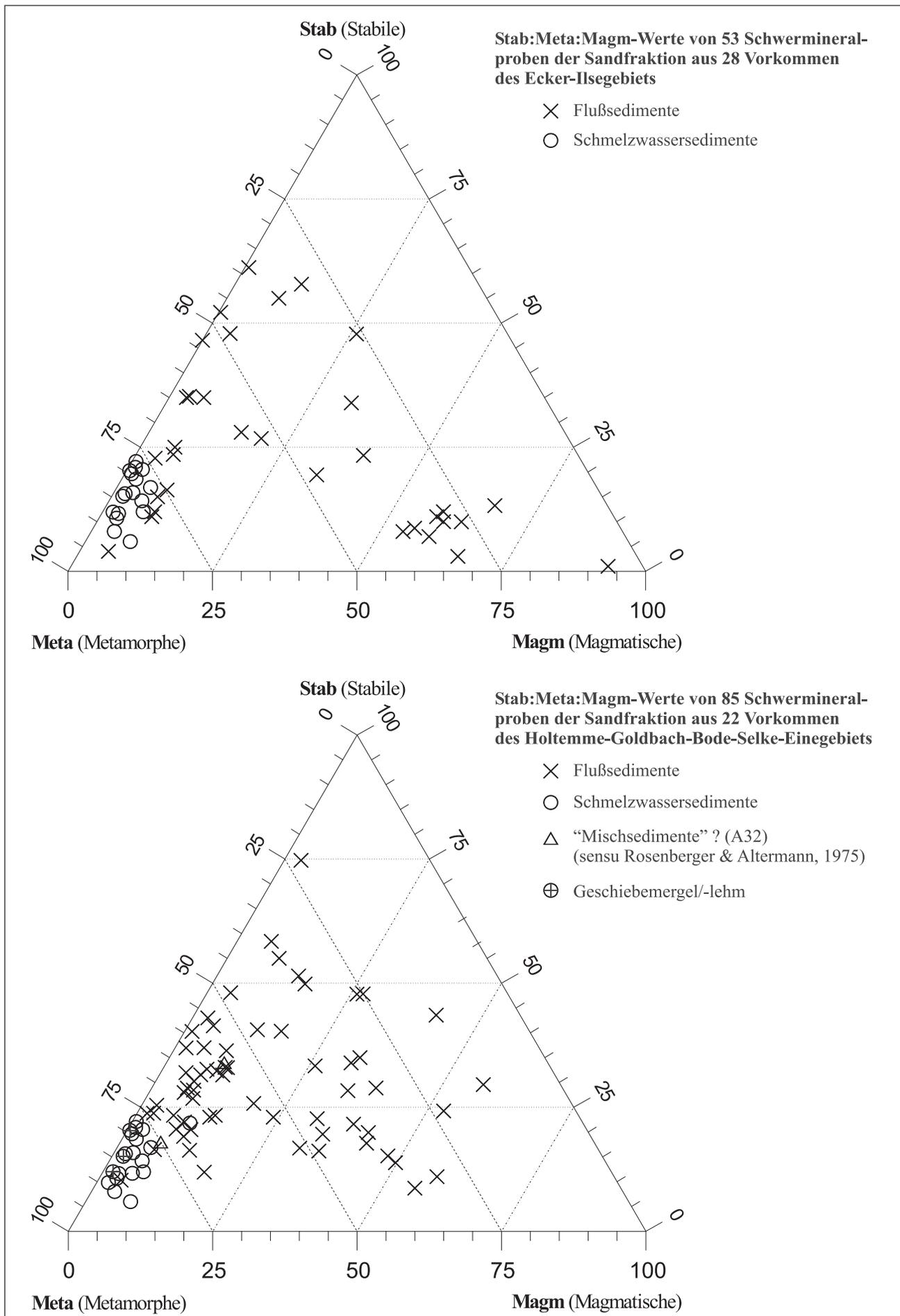


Abb. 11: Stab:Meta:Magn-Kennwerte von Schwermineralproben des Arbeitsgebiets zur Abgrenzung von Fluß- und Schmelzwassersedimenten.

Im Ecker-Ilsegebiet liegen die Proben der Vorkommen A7, A8 und A9 mit ihren metamorphen Anteil von 76-92% deutlich im Bereich der glazigenen Ablagerungen. Nach Sedimentmerkmalen (s. Kap. 3.1.) und Geröllbestand (s. Kap. 3.2.) sind die Ablagerungen dieser Vorkommen aber eindeutig als Flußsedimente anzusprechen. Dagegen können im Holtemme-Goldbach-Bode-Selke-Einegebiet die Flußsedimente von Schmelzwassersedimenten nach dem metamorphen Anteil mit weniger als 75% abgerenzt werden. Hier gilt für Flußsedimente die von Ulrich (2001) vorgeschlagene maximale 75%-Marke. Als Ausnahmen liegt der metamorphe Anteil in 2 Proben (Vorkommen A44, A51) bei 77% und 86%.

Die hohen metamorphen Anteile in den Vorkommen A7, A8, A9 sowie A44 und A51 werden auf vermehrt umgelagerte Schmelzwassersedimente zurückgeführt. Dies kann bei den Vorkommen A7, A8 und A9 durch ihre harzrandferne Position erklärt werden, da im damaligen Flußlauf aufgrund der größeren Entfernung zum Harz vermehrt ältere Schmelzwassersedimente aufgearbeitet werden konnten. Dagegen entstammt die Probe des Vorkommens A44 aus dem untersten Bereich der fluviatilen Abfolge und die Probe des Vorkommens A51 aus einem Bereich der Mittelterrassensedimente, die viel umgelagerten nordischen Grobkies aufweist.

3.3.1. Vergleich von Schwermineral- und Geröllbestand

Im Holtemme-Goldbach-Bode-Selke-Einegebiet besteht bei den Schmelzwasser- und Flußsedimenten zwischen den Ergebnissen des Schwermineral- und Geröllbestands z.T. eine Übereinstimmung. Die im Vorkommen A51 in der nordischen Grobkieslage auftretenden hohen metamorphen Anteilen spiegeln sich auch im Geröllbestand durch erhöhten nordischen Anteil wider. Bei vertikaler Betrachtung kann im untersten Bereich der fluviatilen Abfolge erhöhte Anteile an metamorphen Mineralen (Vorkommen A44) auftreten. Nach oben hin geht in der fluviatilen Abfolge der metamorphe Anteil auf 34% zurück. Ebenso können im nordischen Geröllbestand in basisnahen Bereich der Flußsedimente leicht erhöhte Werte auftreten, die nach oben hin abnehmen (s. Kap. 3.2.). Dagegen lassen sich die geringen metamorphen Anteile besonders im Schmelzwassersediment-Vorkommen A32 auch im Geröllbestand durch geringe nordische Geröllanteile nachvollziehen (s. Kap. 3.2.). Die weitere Diskussion dieser Ablagerungen des Vorkommens A32 erfolgt in den Kapiteln 4.2.1. und 8.

4. LAGERUNGSVERHÄLTNISSE VON FLUSSSEDIMENTEN UND GLAZIGENEN ABLAGERUNGEN ANHAND BEISPIELHAFTER AUFSCHLÜSSE

Es werden 5 Vorkommen (A26, A32, A44, A50, A51) mit ihren Sedimenten vorgestellt, um repräsentativ für das gesamte Arbeitsgebiet die unterschiedlichen petrographischen Zusammensetzungen und Interngefüge von Flußsedimenten und glazigenen Ablagerungen zu erläutern. Hierbei wird auf die Frage der Zweiteilung der Flußsedimente aufgrund von Kryoturbationshorizonten (Ludwig, 1958) und eingeschalteten Grundmoränen (Mania, 1967a) eingegangen. Auch die von Piper (1995) und Krull (1996) interpretierten "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) werden näher betrachtet. Vorgestellt werden sollen auch die im Vorkommen A44 östlich Hoym aufgeschlossenen Ablagerungen mit der für das Arbeitsgebiet komplettesten Abfolge quartärzeitlicher Sedimente. Von unten nach oben sind dort elsterzeitliche Schmelzwassersedimente und Grundmoräne, Mittelterrassensedimente mit eingeschalteten Stillwassersedimenten, saalezeitlicher Geschiebemergel und weichselzeitlicher Löß aufgeschlossen (s. Abb. 14).

4.1. Flußsedimente

Nach der Höhenlage über den heutigen Harzflüssen handelt es sich bei den Flußsedimenten zum Großteil um Mittelterrassensedimente (s. Kap. 7.). Die Mittelterrassensedimente überlagern örtlich mit erosiver Grenze (s. Abb. 12) elsterzeitliche glazigene Sedimente (Vorkommen A9, B29, A35-38, B42, A44, A49, A50, A58) oder liegen direkt auf Gesteinen der Oberkreide oder des Mittelkeupers (Vorkommen A7, A8, S23, A28, A30, A40, S57). Überlagert werden die Mittelterrassensedimente vielfach mit scharfer, diskordanter Grenze von saalezeitlichen glazigenen Ablagerungen (Vorkommen S23, Aw34, A36, A44, B47, A55) oder von Löß bzw. Fließerde der Weichselzeit.

In den Mittelterrassensedimenten lassen sich eine Vielzahl von dm-mächtigen und m-langen Rinnen beobachten. Die Rinnenfüllung besteht aus schräge-

schichtetem, schluffigen Sand bis sandigen Kies. Die Kiesgerölle zeigen oft Dachziegellagerung. Die in den Mittelterrassensedimenten auftretenden Rinnenstrukturen sind typisch für Ablagerungen, die in einem verflochtenen Flußsystem ("braided river") gebildet wurden, wie es in den heutigen periglaziären Bereichen beobachtbar ist (Eyles & Eyles, 1992; Miall, 1996). Hinweise für periglaziäre Bildung geben synsedimentäre Eiskeile (Sommel, 1990). Diese sind vielerorts (A36, A46, A51, Ap33, A35, A39, A46, A50) in den Mittelterrassensedimenten beobachtbar, die mit erosiver Grenze von Mittelterrassensedimenten erneut überlagert werden (s. Abb. 9). Für periglaziäre Bildung sprechen auch die selten in den Mittelterrassensedimenten auf verschiedenen Niveaus auftretenden Kryoturbationen mit geringer lateraler Ausdehnung im m-Bereich. Die sonst in den Mittel-

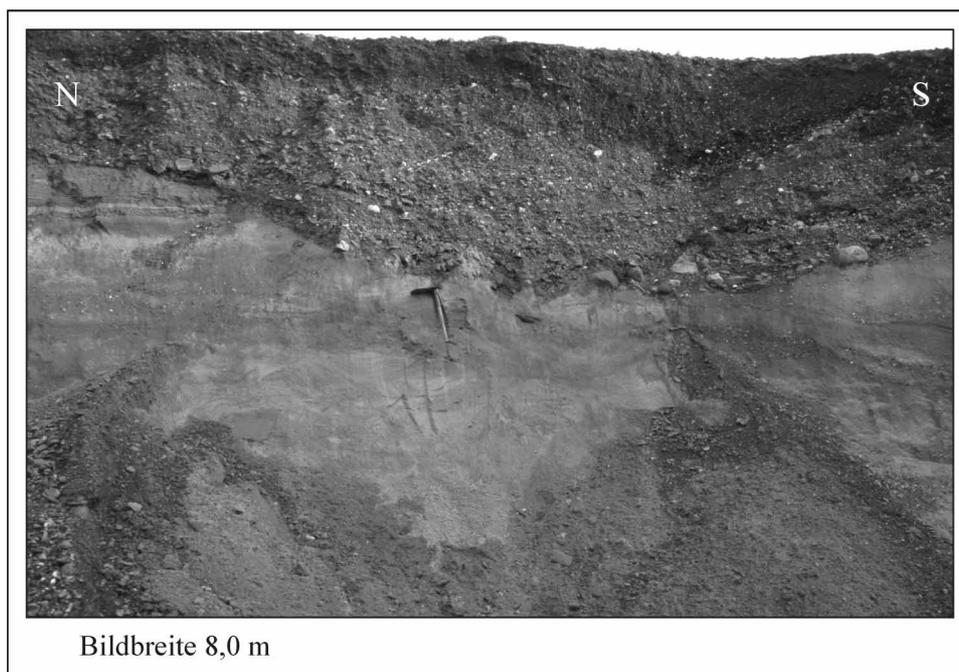


Abb. 12: Erosive Grenze zwischen Mittelterrassensedimenten und unterlagernden elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten (Vorkommen A44 östlich Hoym).

terrassensedimenten markant auftretenden Kryotur-
bationshorizonte beschränken sich auf die obersten
2,0 m, sind z.T. mit darüber liegendem Löß verwürgt
und werden als weichselzeitliche Bildungen ange-
sehen (Schreiner, 1992).

Im mittelterraszenzeitlichen Flußregime stand im
periglaziären Bereich aufgrund der Frostverwitterung
in den Einzugsgebieten der Harzflüsse sehr viel Ma-
terial zur Verfügung, das mit einem ausgeprägten Ab-
flußmaximum im Frühjahr bis Sommer transportiert
und teilweise sedimentiert wurde (Ehlers, 1994; Büdel,
1969, 1981). Dagegen kamen der Abfluß und Trans-
port im Winter aufgrund des ausgedehnten Frostes fast
völlig zum Erliegen (Ehlers, 1994; Büdel 1969, 1981).

Vorkommen A51

Im Vorkommen A51 südlich Aschersleben (Lage s.
Abb. 5) sind in Mittelterrassensedimenten einschal-
tete Steinsohlen aus nordischen Grobkiesgeröllen
beobachtbar (s. Abb. 13; Profil A). Die Einschaltung
ist 0,5 m mächtig, die nordischen Grobkiesgerölle zei-
gen Dachziegellagerung mit Fließrichtung aus Süden.
Die Lage keilt nach Süden aus und ist in einer 30,0 m
entfernten quer dazu stehenden Wand nicht mehr

beobachtbar (s. Abb. 13; Profil B). Überlagert wird
die Lage im Profil A von einem schluffigen bis sandi-
gen matrixreichen Kieskörper. Dieser Kieskörper ist
1,0 bis 3,0 m mächtig und keilt nach Norden aus. Im
Süden in der quer dazu stehenden Wand geht dieser
Kieskörper in dm-mächtigen, feinsandigen Schluff
über (s. Abb. 13; Profil B). Die Obergrenze ist stark,
girlandenartig krypturbar überprägt, so daß der ge-
samte Körper als synsedimentärer Kryoturba-
tionshorizont interpretiert wird.

Vorkommen A44

Im Mittelterrassensediment-Vorkommen A44 ist eine
1,7 m mächtige und 40,0 m breite Ost-West gerichte-
te Einschaltung aus diffus, parallel geschichtetem
Schluff mit z.T. schwach tonigem, schwach sandigen
bis kiesigen Anteil beobachtbar (s. Abb. 14). Nach
der petrographischen Ausbildung ist die Einschaltung
als Fließerde zu interpretieren. Die Mächtigkeit der
unterlagernden Mittelterrassensedimente beträgt etwa
2,5 m und die der überlagernden 3,3 m. Im mittler-
terraszenzeitlichen Flußnetz hatte sich wahrscheinlich
in diesem Bereich ein "Totarm" gebildet. Von den
Uferändern konnte durch solifludiale Prozesse der
Eintrag dieser Fließerde erfolgen.

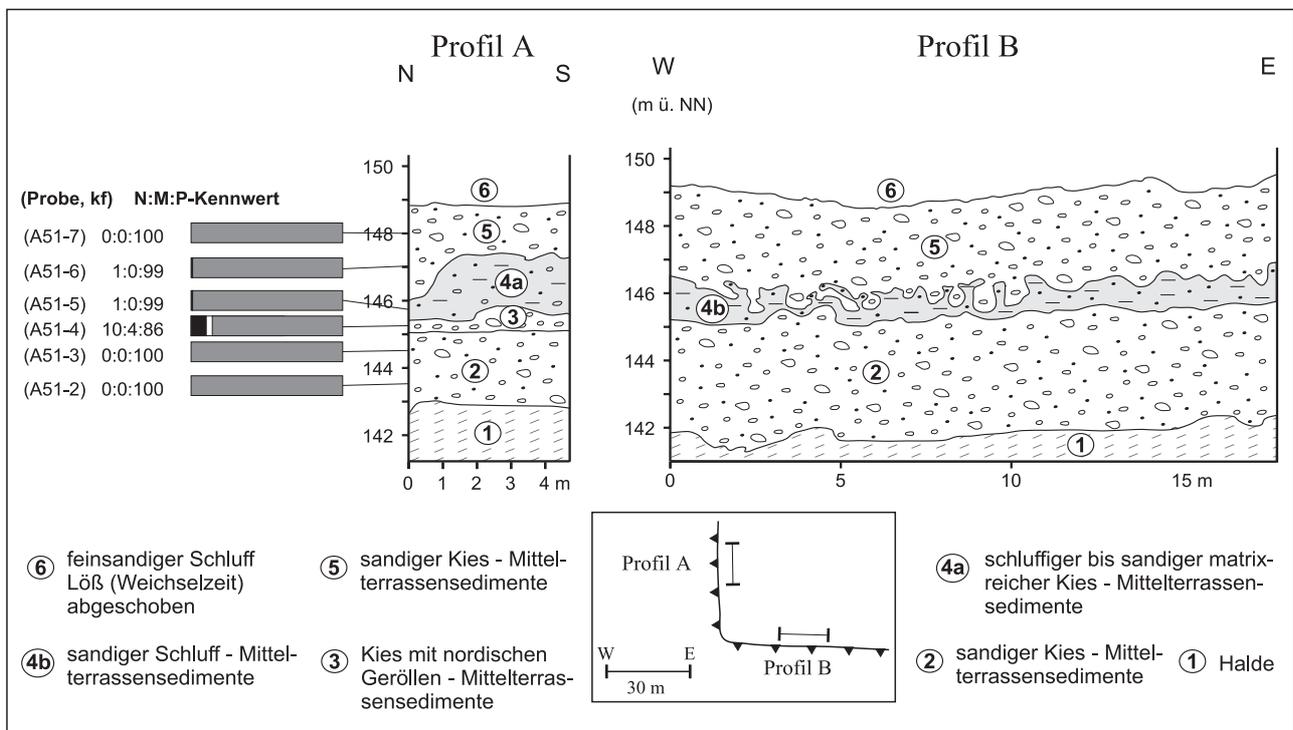


Abb. 13: Mittelterrassensedimente mit synsedimentären Kryoturba-
tionshorizont aus feinsandigem Schluff bis tonigem,
schluffigen Kies, der z.T. von nordischen Grobkiesgeröllen unterlagert wird (Vorkommen A51 südlich Aschers-
leben).

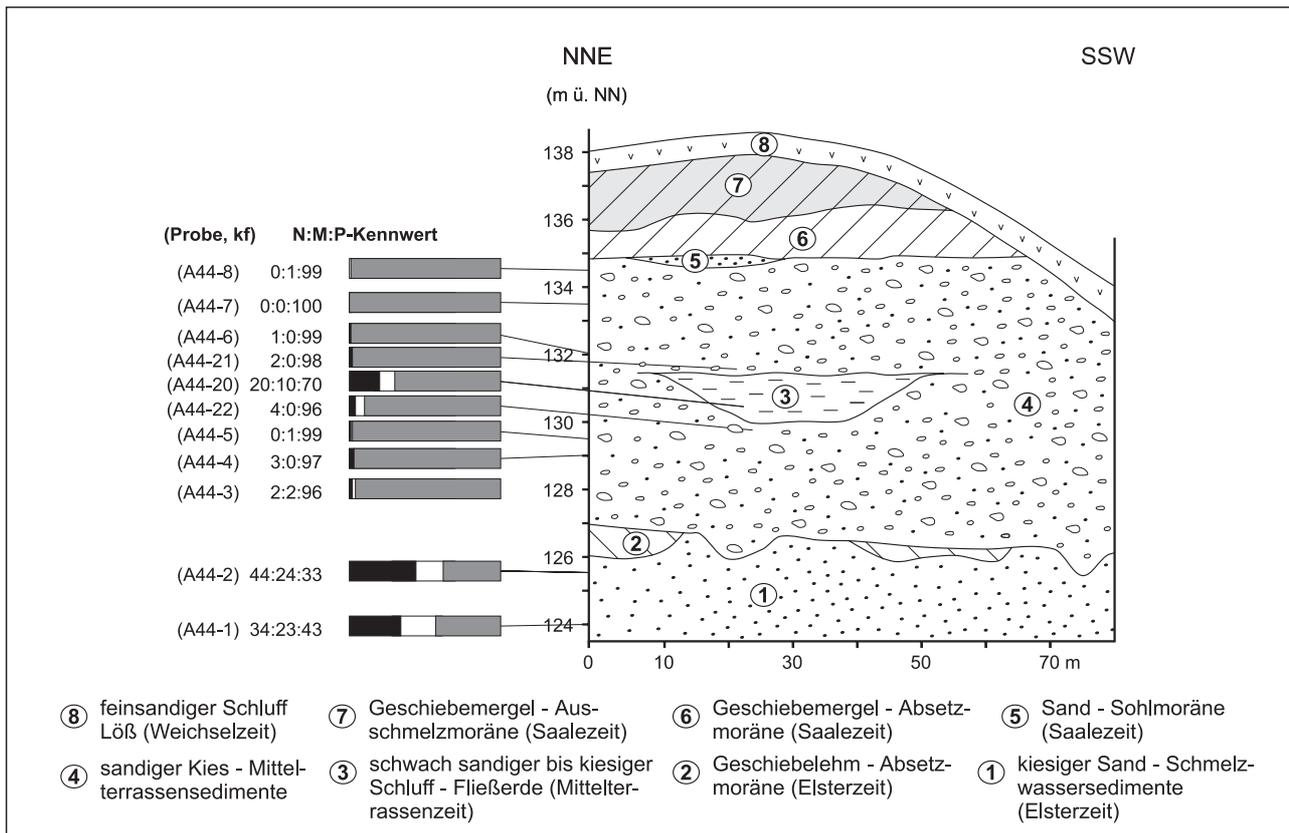


Abb. 14: Schematisches Wandprofil vom Vorkommen A44 östlich Hoym (in Anlehnung an Groetzner & Winter, 1998).

4.1.1. Zweiteilung der Mittelterrassensedimente

Kryoturbationshorizont - Vorkommen A51

Fraglich ist, ob der synsedimentäre Kryoturbationshorizont im Vorkommen A51 auf eine mehr als lokale Zweiteilung der Mittelterrassensedimente hinweist. Ludwig (1958) beobachtete im Bode-Selke-Einegebiet in mehreren Aufschlüssen in den Mittelterrassensedimenten jeweils einen eingeschalteten synsedimentären Kryoturbationshorizont. Daher nahm er für die fluviatile Abfolge zwei Akkumulationsphasen mit einem dazwischen liegenden Interstadial an. Auf niedersächsischer Seite beobachtete Bombien (1987) im nördlichen Harzvorland in den Mittelterrassensedimenten eingeschaltete Kryoturbationshorizonte. Ebenso nahm Feldmann (1995, 1996, 1997, 2002) im Bereich der Oker aufgrund von Kryoturbationshorizonten eine Zwei- bis Dreiteilung der Mittelterrassensedimente vor. Diese Untergliederung der Mittelterrassensedimente werden z.T. durch Bodenbildungen dokumentiert (Feldmann, 2002). Im Saalegebiet zwischen Leipzig-Halle wird der Hauptterrassenkomplex der frühen Saalezeit aufgrund von Sedimenteinschaltung der Dömnitz-Warmzeit in eine untere und obere Abfolge untergliedert (Eissmann, 1994, 1997). Knoth (1964) nahm im Saalegebiet nördlich von Halle eine lokale Dreiteilung der Mittel-

terrassen vor. Die "1. Mittelterrasse" entspricht der späten Elsterzeit, die "2. Mittelterrasse" der Fuhne-Kaltzeit und die "3. Mittelterrasse" der frühen Saalezeit (s. Abb. 4). Auch im Weser- und Leinegebiet werden die Mittelterrassensedimente aufgrund von Kryoturbations- und Bodenbildungshorizonten in eine untere und obere Abfolge untergliedert (Lüttig, 1958, 1960).

Dagegen lassen sich im Arbeitsgebiet außer im Vorkommen A51 keine weiteren markanten Kryoturbationshorizonte beobachten. Vielmehr treten im größeren Vertikalbereich der Mittelterrassensedimente überhaupt keine Kryoturbationen auf oder die Kryoturbationen liegen auf verschiedenen Niveaus mit geringer lateraler Ausdehnung ohne dass diese über einen größeren Horizontalbereich korrelierbar sind. Auch lassen sich in den Mittelterrassensedimenten bislang keine markanten Bodenbildungshorizonte nachweisen, die ein Interstadial in der mittelterrassenzeitlichen Abfolge andeuten könnten. Daher wird der Kryoturbationshorizont im Vorkommen A51 als eine lokale Erscheinung angesehen, die eine kurzfristige, mehrphasige Aufschotterung des Flusses anzeigt, wie es bei kaltzeitlichen Flüssen ("braided-rivers") häufiger der Fall ist (Bombien, 1987).

Matrixreicher Kieskörper - Vorkommen A51

Der im Mittelterrassensediment-Vorkommen A51 eingeschaltete matrixreiche Kieskörper mit unterlagernden nordischen Grobkiesgeröllen könnten den Beobachtungen von Mania (1967a) entsprechen, die er in drei Aufschlüssen im Bereich der Eine machte. Mania (1967a) beschrieb in den Mittelterrassensedimenten Einschaltungen von Grundmoränen, die von nordischen Großgeschieben unterlagert wurden. Dies deutete Mania (1967a) als Zeugnis eines kurzzeitigen saalezeitlichen Eisvorstoßes während der Akkumulation der Mittelterrassensedimente. Die Korngrößenzusammensetzung des matrixreichen Kieskörpers ist allerdings untypisch für Grundmoräne. Die Zusammensetzung paßt zu einem kryoturбаты Mischprodukt aus Flußkies und fluviatilen Schluff. Auch spricht die paläozoische Geröllführung (s. Kap. 5.1.3.) und der geringe nordische Geröllanteil kaum für eine Grundmoräne (s. Abb. 13, Profil A).

4.1.2. Einschaltung von nordischem Material

Nordische Grobkiesgerölle - Vorkommen A51

Im Vorkommen A51 haben sich die nordischen Grobkiesgerölle aufgrund ihrer Dachziegellagerung im fließendem Wasser aus Richtung Süden abgelagert. Die nordischen Gerölle können den Beobachtungen von Mania (1967a) entsprechen (s.o.). Es gibt zwei Möglichkeiten für die Ablagerung dieser Grobkiesgerölle:

1. Nach dem Modell von Mania (1967a) entstammen die Gerölle einer Grundmoräne, die durch einen kurzzeitigen Eisvorstoß während der mittelterrassenzeitlichen Akkumulation abgelagert wurden. Nach Abschmelzen des Inlandeises wurde beim Wiederaufleben der Eine aus der Grundmoräne der Feinanteil ausgewaschen und die Grobkiesgerölle fluviatil umgelagert.
2. Die nordischen Grobkiesgerölle entstammen einer benachbarten, präexistierenden elsterzeitlichen Grundmoräne, die durch die mittelterrassenzeitliche Eine in der Fluß-Talung erodiert und fluviatil umgelagert wurde.

Leider sind die Beobachtungen von Mania (1967a) in anderen Vorkommen des Einegebiets nicht mehr reproduzierbar. Die heute in Vorkommen A51 aufgeschlossenen nordischen Grobkiesgerölle stellen im Arbeitsgebiet bzw. im Einegebiet ein Einzelfall dar. Daher wird für die Ablagerung dieser Grobkiesgerölle die zweite Möglichkeit angenommen und die gesamte Schichteneinheit als Mittelterrassensedimente angesprochen. Hierfür spricht auch der nur leicht erhöhte nordische Geröllanteil von 10% (s. Abb. 13; Profil A).

Fließerde - Vorkommen A44

In der Fließerde des Vorkommens A44 liegt der nordische Geröllanteil ohne Kalkstein-Anteil bei 20% (s. Abb. 14). Werden die Kalksteine mit berücksichtigt, so liegt der nordische Geröllanteil bei 8% und der Hauptanteil wird von Plänerkalksteinen mit 57% gebildet. Die Plänerkalksteine sind in diesem Sediment sehr mürbe und können nach der geologischen Übersichtskarte (s. Abb. 3) nur vom Festgesteinsvorkommen 1,0 km südwestlich des Vorkommens A44 hergeleitet werden. Bei einer eventuellen Annahme, daß es sich bei der Fließerde um eine Grundmoräne des nordischen Inlandgletschers handeln könnte, wird hiermit ausgeschlossen. Der Transport der Plänerkalksteine ist durch solifludiale Prozesse erfolgt und in den im mittelterrassenzeitlichen Flußnetz gebildeten "Totarm" als Fließerde hinein geglitten. Durch den solifludialen Sedimenttransport konnten elsterzeitliche glazigene Sedimente als Umlagerungsprodukt aufgenommen werden, das in der Fließerde durch hohen nordischen Geröllanteil repräsentiert wird.

4.2. Glazigene Ablagerungen

Die stratigraphische Deutung der glazigenen Ablagerungen erfolgte durch ihre direkte Lagebeziehung zu Mittelterrassensedimenten (s. Kap. 7. u. Abb. 12). Im Vorkommen A44 wurde in elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten eine Leitgeschiebezählung durchgeführt, die für das westliche Sachsen-Anhalt ein charakteristisches TGZ (λ : 15.42, ϕ : 58.70) mit vorherrschenden Dala-Geschieben (Hoffmann & Meyer, 1997) besitzt. In zwei Vorkommen (Aw34, A44) werden die Schmelzwassersedimente von Grundmoränen überlagert. Die Grundmoränen bestehen aus einem schlecht sortierten Gemisch (Diamikton) aus dunkelbraunem, schwach tonigen bis kiesigen Schluff, in dem Geschiebe eingeregelt sind (Flint et al. 1960; Ehlers, 1994). Vielfach stecken in den Ablagerungen Großgeschiebe. Die Mächtigkeit dieser Sedimente beträgt in den Vorkommen (A17, B18, S23, A32, Aw34, A36, A44, A49, A58) 0,5 bis 3,0 m. Die Grundmoränen liegen im Arbeitsgebiet zum Großteil aufgrund ihres homogenen und konsolidierten Aufbaus als Absetzmoräne vor ("lodgement till" sensu Dreimanis, 1989). Im Vorkommen A44 (s. Abb. 14) untergliederten Groetzner & Winter (1998) die saalezeitliche Grundmoräne in eine untere Absetzmoräne und in eine obere Ausschmelzmoräne ("meltout till" sensu Dreimanis, 1989). Die Ausschmelzmoräne war nach Groetzner & Winter (1998) gegenüber der Absetzmoräne weniger konsolidiert, besaß einen geringeren Feinanteil und wies Sedimentstrukturen auf ("drape"-Strukturen über Geschieben sensu Shaw, 1983).

In den Schmelzwassersedimenten lassen sich eine Vielzahl von cm- bis dm-mächtigen und m-langen flachen Rinnen beobachten. Die Rinnenfüllung besteht aus schräggeschichtetem, schluffigen Feinsand bis schwach kiesigem Mittelsand (s. Kap. 3.1., Abb. 9). Die Schrägschichtung hat von Rinne zu Rinne z.T. unterschiedliches Einfallen. Die in den Schmelzwassersedimenten auftretenden Rinnenstrukturen mit unterschiedlichem Einfallen der Schichten von Rinne zu Rinne sind typisch für Ablagerungen in verwilderten ("braided rivers") Schmelzwasserflußsystemen (Füchtbauer, 1988; Eyles & Eyles 1992; Ehlers, 1994). Selten sind in Schmelzwassersedimenten Überschiebungen oder Abschiebungen (Vorkommen A32, Aw34) beobachtbar.

Vorkommen A26

Das Vorkommen A26 (Lage s. Abb. 5) besitzt keine direkte Lagebeziehung zu Mittelterrassensedimenten und somit ist das stratigraphische Alter dieser Ablagerungen ungewiß. Dieses Vorkommen war, zum Zeitpunkt als Piper (1995) den Aufschluß untersuchte, nur noch bedingt zugänglich. Im Vorkommen lassen sich eine 5,0 m mächtige Wechselfolge aus Sand bis kiesigem Sand beobachten. Diese ist mit dm-mächtigen und m-breiten Rinnen deutlich geschichtet. In den Rinnen ist Schrägschichtung beobachtbar, deren Einfallrichtung von Rinne zu Rinne wechselt. Nach diesen Sedimentmerkmalen wird die Abfolge mit ihren nordischen Geröllanteil von 9-18% als Schmelzwassersediment gedeutet. Der geringe nordische Geröllanteil von 9% wird in den Ablagerungen auf vermehrte Umlagerung von fluviatilen Material zurückgeführt. Dies deckt sich auch mit den Befunden von Piper

(1995). Nach seinen Untersuchungen folgte über den Schmelzwassersedimenten sandiger Kies, den er aufgrund geröllpetrographischer Kriterien als "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) ansprach. Diese Abfolge war zum Zeitpunkt der eigenen Aufnahme nicht mehr aufgeschlossen.

Vorkommen A32

Auch das Vorkommen A32 (Lage s. Abb. 5) besitzt keine direkte Lagebeziehung zu Mittelterrassensedimenten, so daß eine stratigraphische Deutung diese Ablagerungen nicht erfolgen kann. Im Vorkommen ist eine Wechselfolge aus braunem bis grauen, sandigen Mittel- bis Grobkies, hellbraunem Sand und braunem sandigen Schluff beobachtbar (s. Abb. 15). Die Sand- und Schlufflagen lagern als m-mächtige Schichten mit scharfer, erosiv ausgeprägter Unter- und Obergrenze im Kies. In den Sandlagen sind im cm- bis dm-Bereich deutliche Horizontal- und Schrägschichtungen erkennbar. Dagegen ist der m-mächtige Kies im dm-Bereich undeutlicher horizontal- bis schräggeschichtet. Im Kies sind teilweise große Rinnen beobachtbar, in denen die Kiesgerölle Dachziegel-lagerung aufweisen. Die Gesamtmächtigkeit der aufgeschlossenen Abfolge betrug ca. 8,0 m.

Im Vorkommen A32 lassen sich in den Ablagerungen Abschiebungen beobachten (s. Abb. 16). Die Abschiebungen werden auf abschmelzende Toteisblöcke zurückgeführt. Daneben treten in den Ablagerungen auch Überschiebungen auf, die auf Glazitektonik zurückgeführt werden. Hierfür spricht auch die kurzzeitig aufgeschlossene unterlagernde Schicht, die aus einer stark verfalteten und steil gestellten Wechselfolge aus Sand und Geschiebelehm bestand.

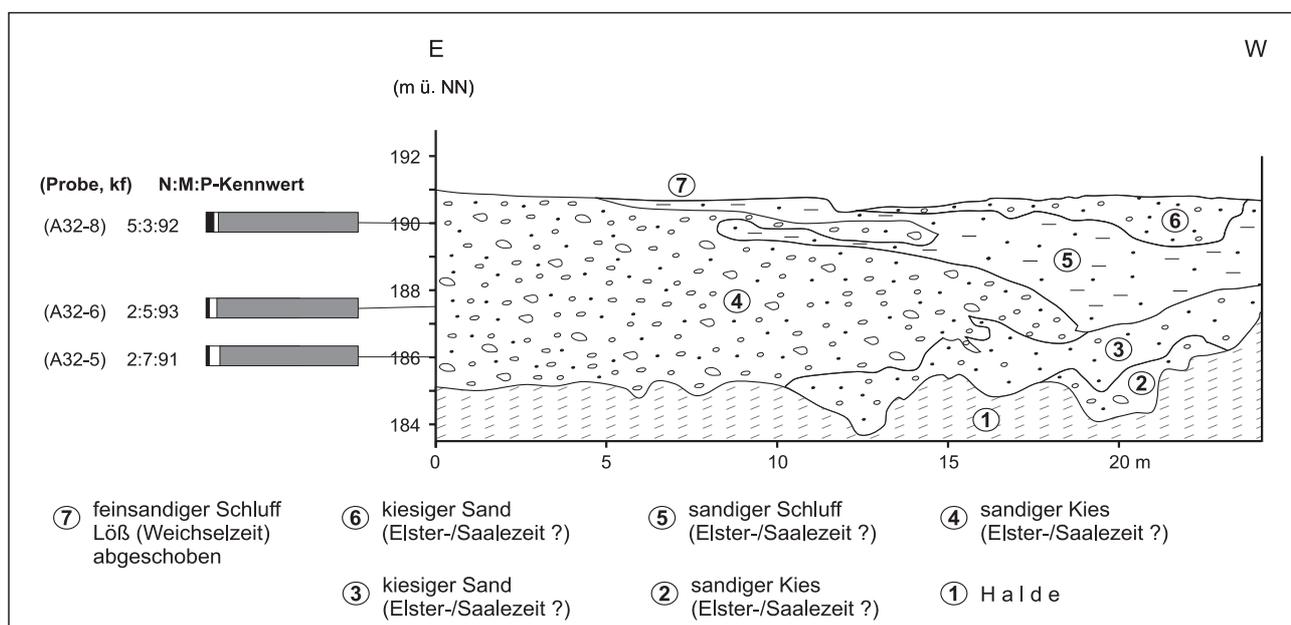


Abb. 15: Proximale Schmelzwassersedimente mit aufgearbeitetem Bodematerial (Aufschluß A32 südwestlich Quedlinburg).

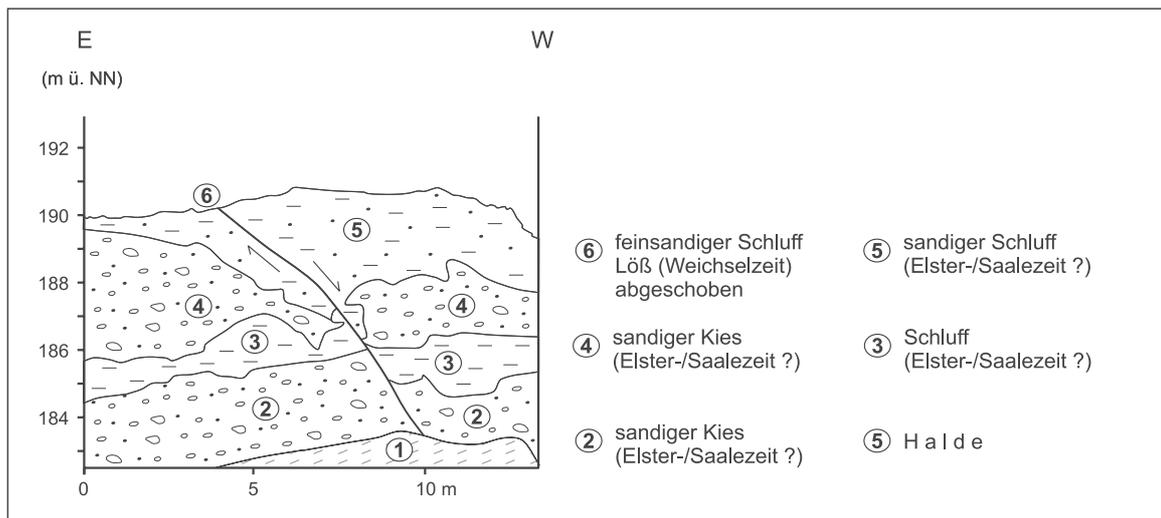


Abb. 16: In den proximalen Schmelzwassersedimenten durch abschmelzendes Toteis hervorgerufene Abschiebung (Vorkommen A32 südwestlich Quedlinburg).

4.2.1. Einschaltung von paläozoischem Material

Im Vorkommen A32 weist der Kies dem Geröllbestand nach wenig nordischen und viel paläozoischen Anteil auf (s. Abb. 15). Der paläozoische Geröllanteil kann dem Einzugsgebiet der Bode zugeordnet werden (s. Kap. 5.1.2.). Das Vorkommen A32 liegt ca. 45,0 m über der heutigen Bode (s. Kap. 7.2.). Aufgrund der Höhenlage und des nordischen Geröllanteils können diese Ablagerungen weder als Oberterrassen- noch als Mittelterrassensedimente angesprochen werden (s. Kap. 7.), so daß nur eine glazifluviale Ablagerung wahrscheinlich ist. Vor allem nach geröllanalytischen Kriterien deutete Krull (1996) diese Abfolge als "Mischsediment" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975). Nach seiner Vorstellung haben sich auf dem nordischen Inlandgletscher Fluß- und Schmelzwässer mit ihren unterschiedlichen Sedimentfrachten vermischt. Diese vermischte Sedimentfracht wurde als Kame auf dem Gletscher abgelagert. Ähnliche Vorkommen mit geringen nordischen Anteilen und zu großer Höhenlage über den Flüssen wurden im Wesertal beschrieben. Sie lagerten sich aufgrund geröllpetrographischer und morphologischer Befunde als Randkames durch Mischwasser aus Schmelzwasser des nordischen Inlandgletscher und Weser ab (Wellmann, 1990, 1998). Diese Sedimente wurden bei weiteren Untersuchungen aufgrund sedimentologischer Befunde als glazilakustrine Deltakomplexe interpretiert. Die glazilakustrine Deltakomplexe wurden in einem Eisstausee abgelagert, der sich im Zusammenhang mit dem nordischen Inlandeis gebildet hatte (Jarek & Winsemann, 1998; Jarek, 1999; Winsemann & Asprion, 2001).

Nach den Abschiebungen infolge abschmelzender Tot-eisblöcke können die Ablagerungen als proximale Schüttung am oszillierenden Eisrand angesehen wer-

den (Miller, 1996). Auch der Kiesanteil dieser Ablagerungen läßt nach der Korngröße auf eine proximale Lage zum nordischen Inlandgletscher vermuten. Daher werden die Ablagerungen im Vorkommen A32 als proximale Schmelzwassersedimente nahe des nordischen Inlandgletschers gedeutet. Hierbei wurden Eisblöcke heran geschwemmt, zusedimentiert und führten später in den Ablagerungen nach Abschmelzen zu Abschiebungen. Der in den Ablagerungen auftretende hohe paläozoische Geröllbestand wird auf Umlagerung älterer Bodesedimente zurückgeführt. Zuletzt erfolgte für die Abfolge eine glazitektonische Überprägung, die in den Ablagerungen zu Überschiebungen und Verfaltungen führten. Diese Überschiebungen und Verfaltungen sind typisch für Stau-chendmoränen (Schreiner, 1992; Feldmann, 2002).

Als Schlußfolgerung ist zu sagen, daß die Deutung der proximalen Schmelzwassersedimente mit ihren geringen nordischen Geröllanteil nicht ganz zweifelsfrei ist. Aber für Schmelzwassersedimente sprechen auch die m-mächtigen Sandlagen, die sonst in den Flußsedimenten im Arbeitsgebiet untypisch sind. Vor allem die große Höhenlage über der heutigen Bode spricht hier für Schmelzwassersedimente. Dagegen lag das von Rosenberger & Altermann (1975) beschriebene "Mischsediment-Vorkommen" nach der Höhenlage über dem nächst gelegenen Harzfluß in "Mittelterrassenposition". Hierzu gehören auch die von Piper (1995) im Vorkommen A26 beschriebenen "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) Ein ähnliches Vorkommen beschrieb auch Bombien (1987) östlich der Radau, das der Höhe nach in "Mittelterrassenposition" lag. Solche vergleichbaren Vorkommen sind im Arbeitsgebiet nicht weiter beobachtbar, so daß eine restlose Klärung dieser "Mischsedimente" nicht erfolgen kann.

5. ZUORDNUNG DER FLUSSSEDIMENTE ZU IHREN HARZFLÜSSEN

Der paläozoische Geröllanteil in Flußsedimenten liegt bis auf 5 Ausnahmen über 92%, meist zwischen 97-100% (s. Kap. 3.2.). Somit ist die Voraussetzung geschaffen, mit Hilfe von spezifischen, paläozoischen Geröllkennwerten die Flußsedimente ihren Harzflüssen zuzuordnen zu können. Hierbei gehen bei der Zuordnung die Ergebnisse der Schwermineralführung mit ein. Weiterhin wird die Frage der Zweiteilung von Flußsedimenten im Bereich der Selkemündung in die Bode aufgrund ihres paläozoischen Geröllbestands (sensu Weissermel, 1930) nachgegangen. Bei den untersuchten Flußsedimenten handelt es sich zum Großteil um Mittelterrassensedimente. Einige Vorkommen werden als Oberterrassensedimente und zwei Vorkommen als Niederterrassensedimente gedeutet. Auf die stratigraphische Untergliederung der Flußsedimente wird im Kapitel 7. eingegangen.

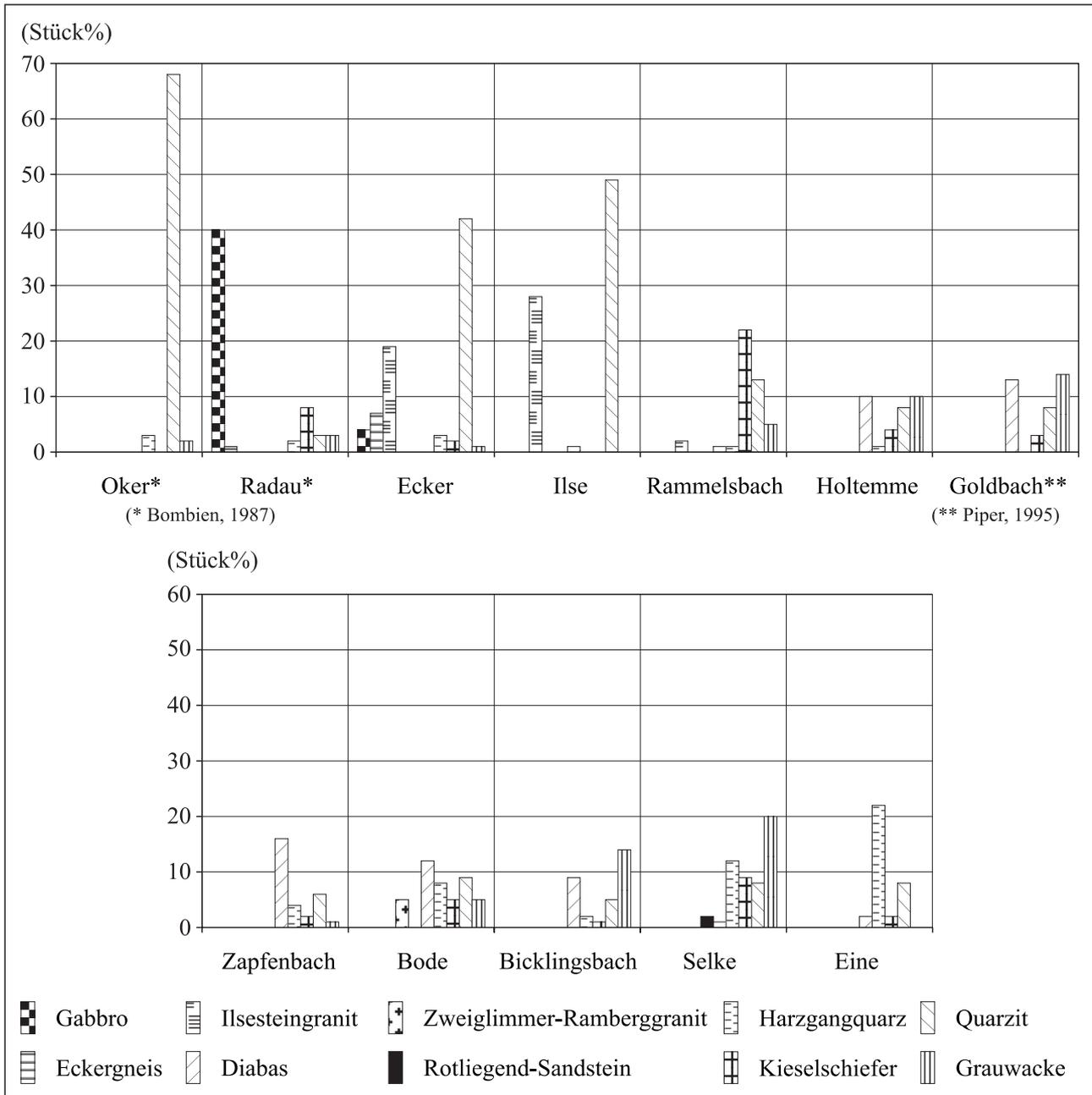


Abb. 17: Die signifikantesten paläozoischen Geröllkomponenten von mittelterrassenzeitlichen Harzflüssen (Mittelwerte in Stück% von harzrandnahen Vorkommen).

5.1. Geröllführung der Harzflüsse

In Abbildung 17 wird die unterschiedliche Geröllführung einzelner Harzflüsse aufgrund der in den Einzugsgebieten im Harz auftretenden Gesteinsserien deutlich (s. Abb. 18). Die in Abbildung 17 angeführten signifikanten Geröllkomponenten des jeweiligen Harzflusses ergeben für das Arbeitsgebiet 6 Geröllkennwerte mittels derer die Flußsedimente den einzelnen Harzflüssen zugeordnet werden. Hinzu kommen die Ergebnisse von den jeweils längs der Harzflüsse konstruierten Geröllganglinien (außer für den Goldbach), um über die Transportbeständigkeit einzelner paläozoischer Geröllkomponenten Auskunft zu erhalten. Nach den Befunden der Geröllkennwerte und Geröllganglinien gehören 9 Vorkommen der Ecker und 16 Vorkommen dem Ilse-Rammelsbachsystem an. 5 Vorkommen werden der Holtemme, 3 Vorkommen dem Goldbach, 2 Vorkommen dem Holtemme-Goldbachsystem und 8 Vorkommen der Bode zugeordnet. Im Bereich des Selke-Einegebiets gehören 3 Vorkommen jeweils der Selke sowie der Eine und 5 Vorkommen dem Selke-Einesystem an. Dem Jordansbach, Bicklingsbach und der Getel wird jeweils 1 Vorkommen zugeordnet.

5.1.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem

Geröllkennwerte

Ecker und Ilse sind hauptsächlich durch Quarzit und Ilsesteingranit gekennzeichnet (s. Abb. 17). In der Ecker tritt untergeordnet Eckergneis, Gabbro, Kieselschiefer, Harzgangquarz und Grauwacke, in der Ilse dagegen nur Diabas auf. Im Rammelsbach herrscht neben Quarzit Kieselschiefer vor, untergeordnet tritt Ilsesteingranit, Harzgangquarz, Diabas und Grauwacke auf. In der westlich gelegenen Radau dominiert dagegen Gabbro sowie untergeordnet Kieselschiefer und Quarzit (Bombien, 1987). Die Oker führt dagegen fast nur Quarzit (Bombien, 1987). Beide Flüsse sind frei von Ilsesteingranit. Im Osten dominieren in Holtemme und Goldbach Diabas und Grauwacke, Kieselschiefer tritt in beiden Flüssen nur untergeordnet auf. Für Ecker und Ilse sind als spezifische Gerölle Ilsesteingranit und Eckergneis von Bedeutung und für die Abgrenzung gegen Holtemme ist Diabas wichtig. Somit sind für die Zuordnung der Flußsedimente zur Ecker und zum Ilse-Rammelsbachsystem 3 Geröllkennwerte geeignet:

- **Ig:Qz:Ki-Kennwert**
- **Eg:Qz:Ki-Kennwert**
- **Di:Qz:Ki-Kennwert** (Erläuterung der Abkürzungen s. Abb. 19, 21, 23)

Ecker

Die Ecker weist in den Vorkommen B12 und A55 Eckergneis auf (s. Abb. 19). Auch die Vorkommen A1, A2, A3, A4, B5 und B11 führen Eckergneis. Diese Vorkommen liegen heute im Bereich der Ilse, werden aber als Ablagerungen der früheren Ecker gedeutet. Nach den Geröllganglinien führt die Ecker zwischen den Vorkommen B12 und A1 hauptsächlich Quarzit und untergeordnet Kieselschiefer, Diabas, Harzgangquarz und Grauwacke (s. Abb. 20). Mit zunehmender Harzentfernung nimmt der Quarzit-Anteil von 70% auf 30% ab. Dagegen ist im Vorkommen A4 eine leichte Erhöhung des Kieselschiefer-, Harzgangquarz- und Grauwacken-Anteils beobachtbar. Dieser Trend setzt sich bis zum Vorkommen A1 fort, wobei das Vorkommen A2 als Ausnahme einen maximalen Grauwacken-Anteil von 15% aufweist. Der Rückgang des Quarzit-Anteils und parallel dazu die leichte Zunahme des Kieselschiefer- und Grauwacken-Anteils kann durch Zufluß der Radau interpretiert werden, der im westlichsten Vorkommen A2 mit dem hohen Grauwacken-Anteil am stärksten ausgeprägt ist. Denn nach Bombien (1987) führt die Radau gegenüber der Ecker wenig Quarzit, mehr Kieselschiefer und Grauwacke (s. Abb. 17). Allerdings ist in den Vorkommen A1 und B5 der Kieselschiefer-Anteil mit 4-7% im Vergleich zum Ilse-Rammelsbachsystem deutlich geringer (s.u.), so daß beide Vorkommen ausschließlich der Ecker zugeordnet werden. Auch das isolierte, heute flußferne Vorkommen S21, das auf einer Erhebung zwischen heutiger Ecker und Ilse liegt, weist vorherrschend Quarzit-Anteile und geringe Eckergneis-Anteile auf und wird somit ebenfalls der Ecker zugeordnet. Daraus ergibt sich für die frühere Ecker mit dem Vorkommen S21 ein östlicherer Verlauf als heute. Im weiteren besaß die frühere Ecker einen Abfluß nach Norden im Bereich der Stimmecke bis zum Nordwestrand des Großen Fallsteins. Die stratigraphische Bestimmung muß klären, ob das Vorkommen S21 und die Vorkommen A1, A2, A3, A4, B5, B11, B12 und A55 unterschiedliches Alter besitzen (s. Kap. 7.1.).

Ilse-Rammelsbachsystem

Die Ilse führt in den Vorkommen S20 und S22 beim Verlassen des Harzes neben Ilsesteingranit hauptsächlich Quarzit (s. Abb. 21). Flußabwärts besitzt die Ilse in den Vorkommen S10, B13 und B14 höhere Kieselschiefer-Anteile. Dies ist durch Zufluß des Rammelsbachs erklärbar. Oberhalb des Zuflusses weisen im Rammelsbach die harzrandnahen Vorkommen B16, A17, S24 höhere Kieselschiefer-Anteile und geringere Ilsesteingranit- sowie Quarzit-Anteile auf. Be-

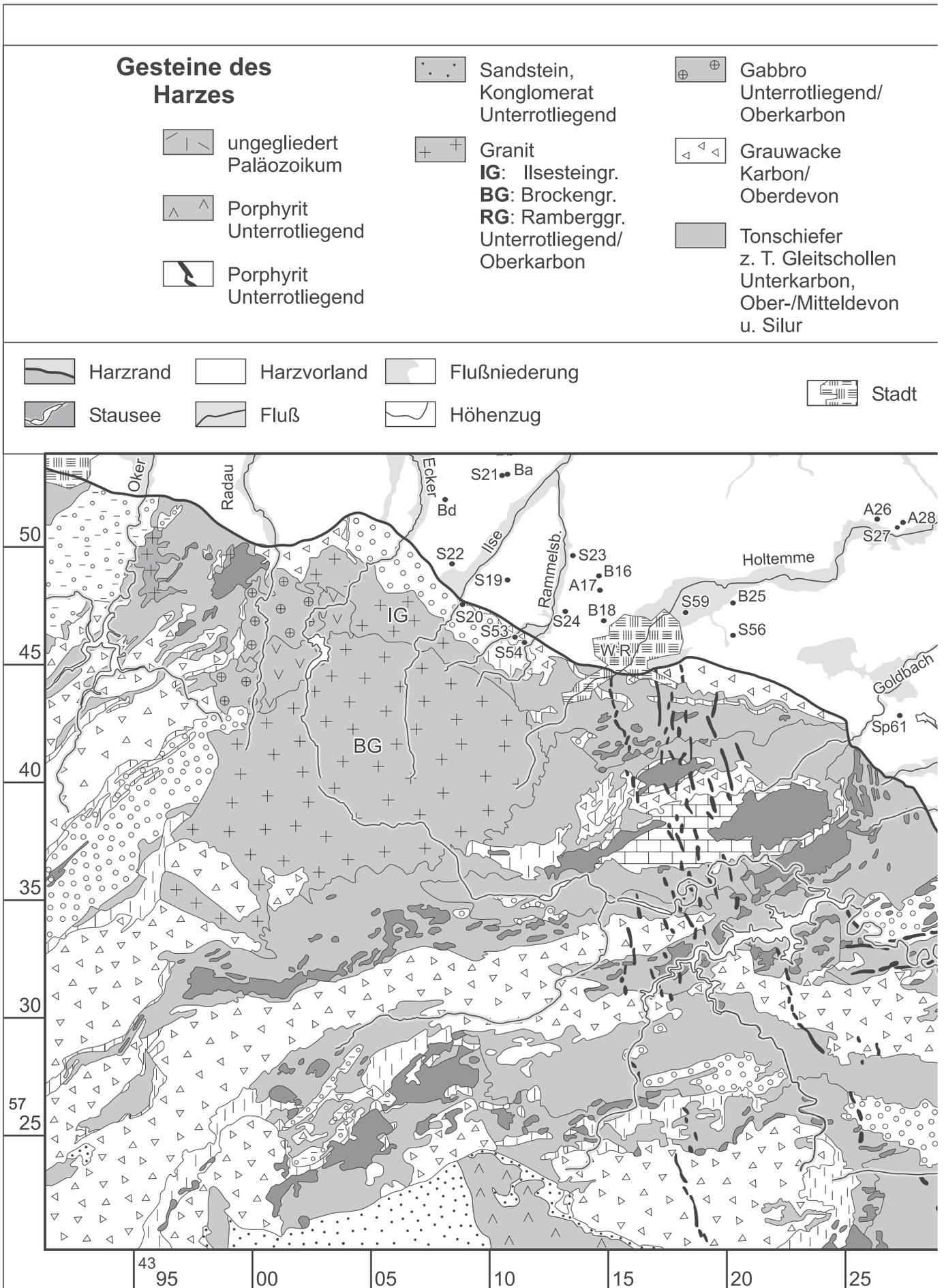


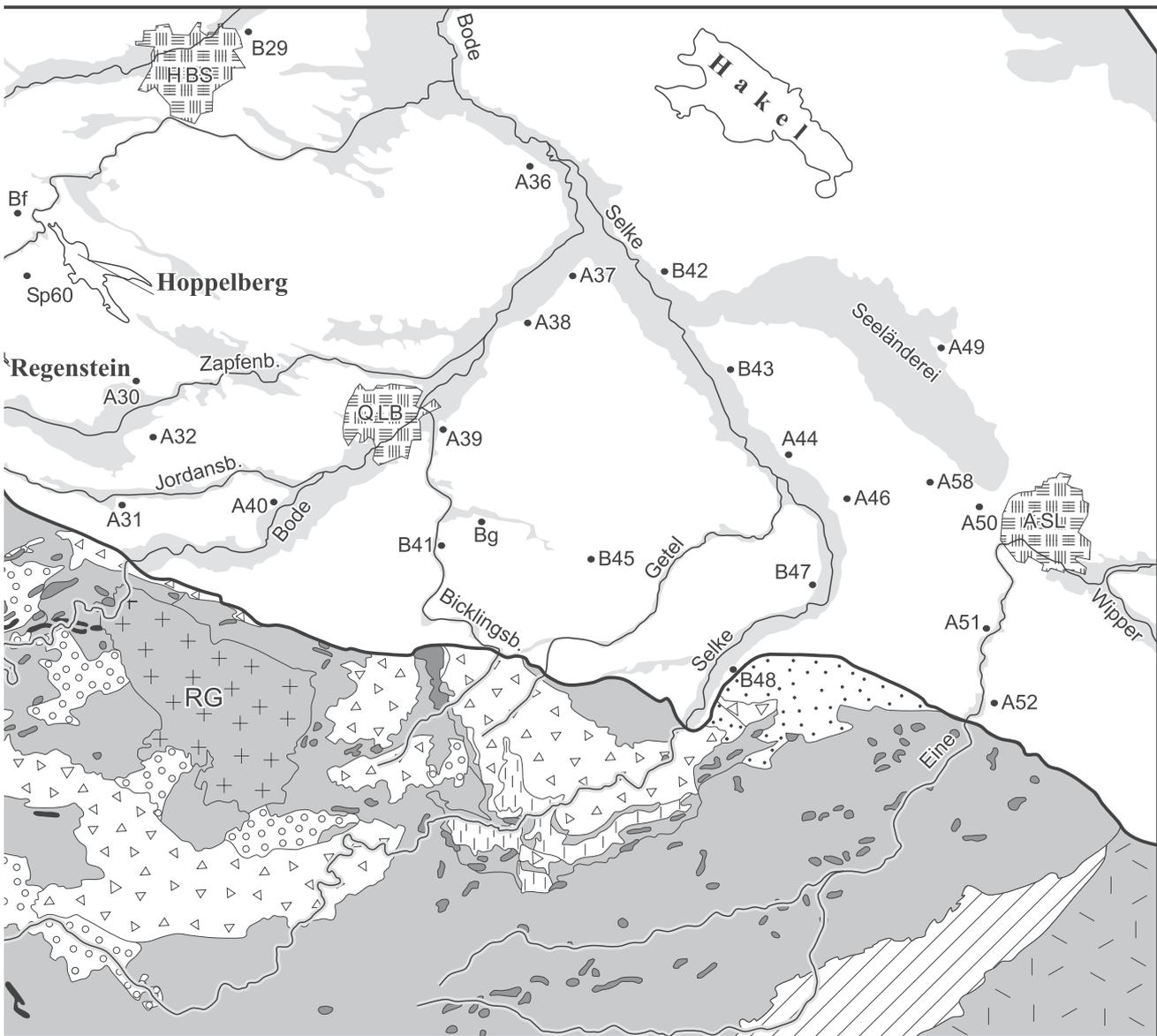
Abb. 18: Geologische Übersichtskarte von Einzugsgebieten der Flüsse im Harz - auf Grundlage der geologischen



GS: Goslar OCH: Oschersleben
WR: Wernigerode QLB: Quedlinburg
HBS: Halberstadt ASL: Aschersleben

bearbeitete Vorkommen

A: Aufschluß Aw: Aufschluß früherer Bearbeiter
B: Bohrung Sp: Schurf früherer Bearbeiter
S: Schurf Bc: Bohrung erfolglos



30 35 40 45 50 55 60 65

Karte Harz (Hinze, 1998).

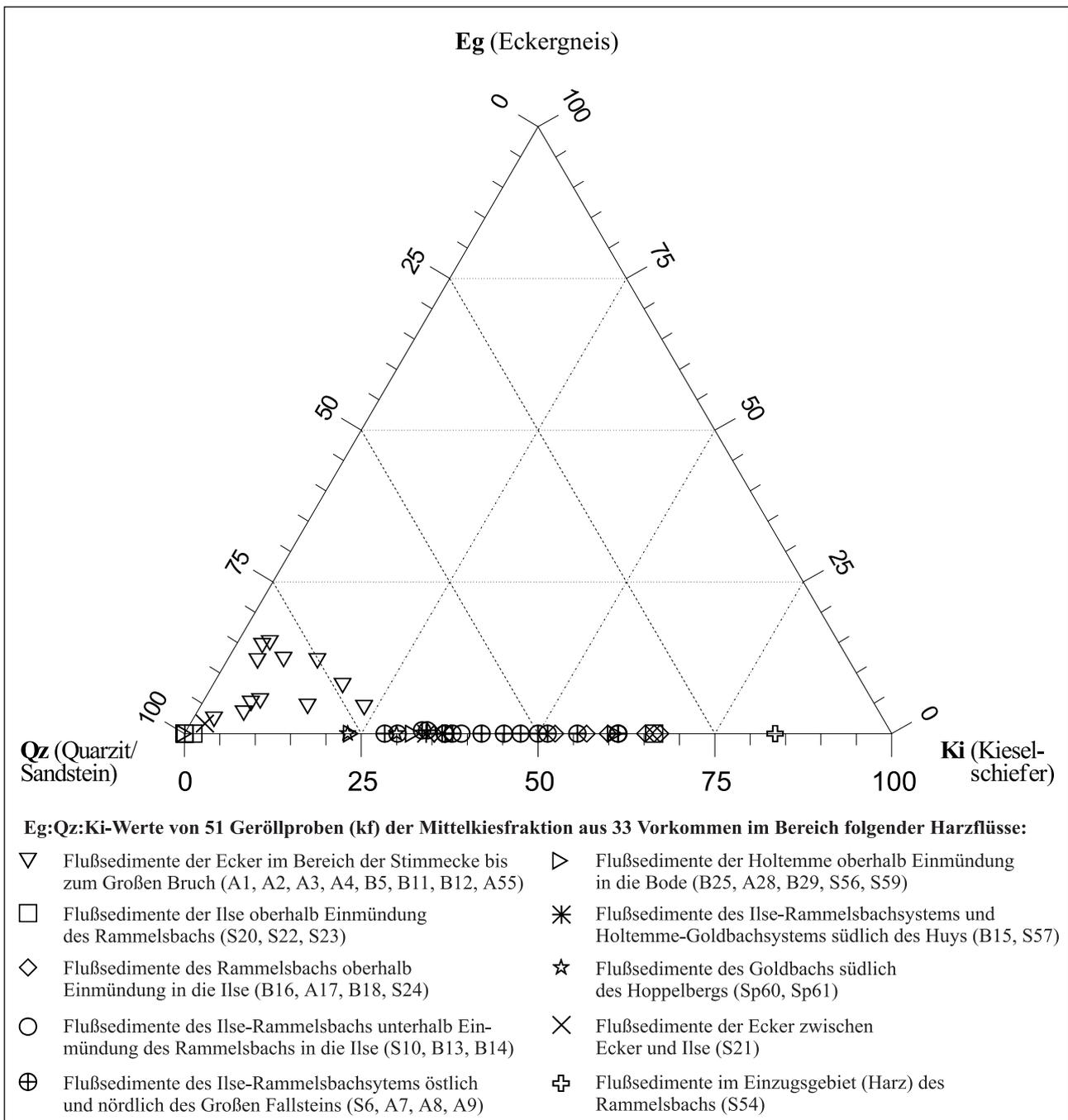


Abb. 19: Eg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachssystems.

sonders das Vorkommen S54, das im Bereich des Rammelsbachs im Harz liegt, besitzt die höchsten Kiesel-schiefer-Anteile. So belegen im Eg:Qz:Ki-Diagramm die harzrandnahe Ilse und der Rammelsbach eigene Felder. Der Zusammenfluß beider Flüsse als Ilse-Rammelsbachsystem erzeugt dagegen ein breites Feld mit großer Streuung des Kiesel-schiefer-Anteils.

Dieser Sachverhalt wird auch nach den Geröllganglinien deutlich (s. Abb. 22). Der Rammelsbach führt hiernach zwischen den Vorkommen S54 und B16 Kiesel-schiefer, Quarzit und untergeordnet Grauwacke. Stromab steigt im Vorkommen S23 der Quarzit-

teil von 19% auf 25%, dagegen sinkt der Kiesel-schiefer-Anteil von 23% auf 1% und der Grauwacken-Anteil von 14% auf 1%. Dagegen führt die Ilse zwischen den Vorkommen S20 und B14 hauptsächlich Quarzit. Im Vorkommen B14 ist ein Anstieg des Kiesel-schiefer-Anteils von 1% auf 15% und des Grauwacken-Anteils von 1% auf 11% beobachtbar. Hiernach lag der damalige Rammelsbachzufluß in die Ilse mit dem Vorkommen B14 weiter stromab als heute. Dagegen besaß die frühere Ilse stromauf im Bereich des heutigen Rammelsbachzufluß mit dem Vorkommen S23 einen östlicheren Verlauf. Weiter flußabwärts ist im Ilse-Rammelsbachsystem zwischen den Vorkommen B14 und S6 ein gleichmäßiger Quarzit-

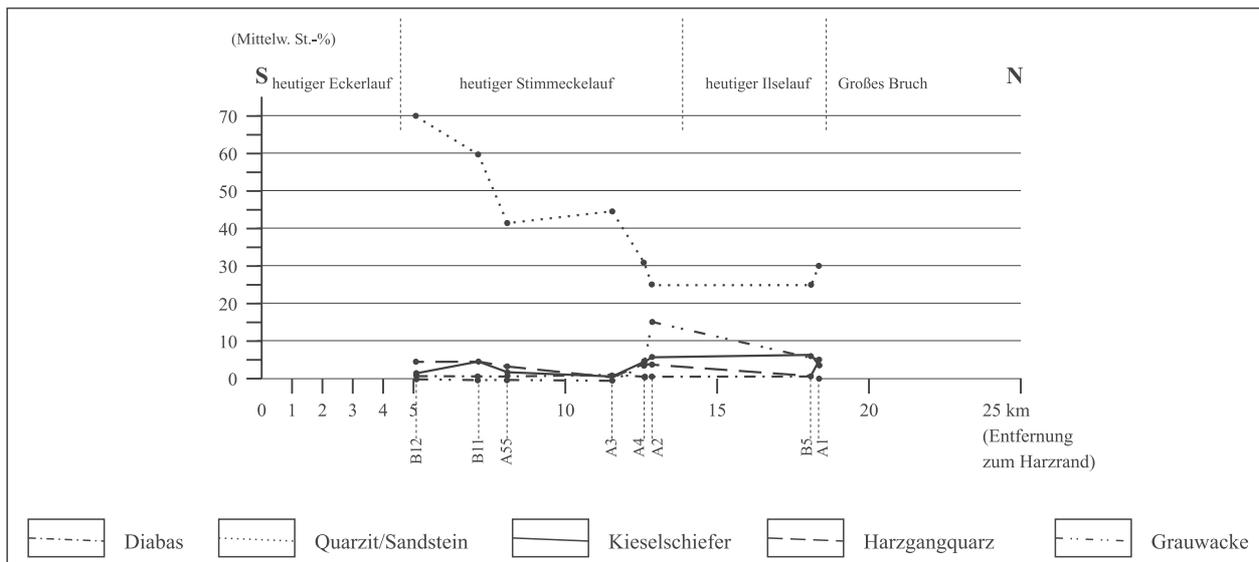


Abb. 20: Geröllganglinien der Ecker.

Anteil zwischen 20% bis 30% beobachtbar. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen A8, hier sinkt der Quarzit-Anteil auf 11%. Dagegen zeigt der Kiesel-schiefer-Anteil zwischen den Vorkommen B14 und A7 nur geringfügige Schwankungen um 15% und steigt im Vorkommen S6 auf 27% an. Bachmann (1992) führte den hohen Kiesel-schiefer-Anteil in den Vorkommen S6, A7, A8 und A9 auf das Einzugsgebiet der Holtemme zurück und nahm einen früheren Holtemmelauf östlich und nördlich des Großen Fallsteins an. Aber nach eigenen Untersuchungen führt die Holtemme wenig Kiesel-schiefer (s. Abb. 17), so daß als einziger Kiesel-schiefer-Lieferant nur der Rammelsbach in Frage kommt. Somit wird deutlich, daß die isolierten, heute flußfernen Vorkommen S6, A7, A8 und A9 zum Ilse-Rammelsbachsystem gehören. Dies deckt sich auch mit bisherigen geröllanalytischen Untersuchungen von Feldmann et al. (2001). Die Bearbeiter fanden in der glazifluvialen Rinnenfüllung des Großen Bruchs nördlich des Großen Fallsteins Quarzit- und Kiesel-schiefergerölle, die sie als Umlagerungsprodukt aus älteren Sedimenten des Ilse-Rammelsbachsystems herleiteten.

Dieser Sachverhalt wird auch im Ig:Qz:Ki-Diagramm deutlich (s. Abb. 21). Die isolierten Vorkommen S6, A7, A8 und A9 östlich und nördlich des Großen Fallsteins liegen im Diagramm mit ihren erhöhten Kiesel-schiefer-Anteilen im Feld des Ilse-Rammelsbachsystems. Hierzu gehören auch die isolierten, heute flußfernen Vorkommen B15 und S57. Allerdings erfolgt für diese beiden Vorkommen bei der Zuordnung zum Harzfluß eine differenzierte Deutung (s.u.).

Für das Ilse-Rammelsbachsystem spielt in den Vorkommen S10, B13, B14, B16, A17, B18 und S24 Diabas nur eine untergeordnete Rolle (s. Abb. 23).

Besonders das Vorkommen A17 wird mit seinem geringen Diabas-Anteil ausschließlich dem Rammelsbach zugeordnet. Dies wird auch beim Vergleich der Schwermineralführung zwischen Rammelsbach und Holtemme bestätigt (s. Kap. 5.2.1.). Dagegen ordnete Reinecke (2000) dieses Vorkommen A17 aufgrund geringerer Granit- und Quarzit-Anteile der Ilse und Holtemme zu. Nach eigenen Untersuchungen spricht der geringere Granit- und Quarzit-Anteil allerdings für den Rammelsbach. Nur der Diabas-Anteil stellt einen sicheren Indikator für Holtemme und Goldbach dar, so daß ein Holtemmezufuß im Vorkommen A17 ausgeschlossen wird. Dennoch weisen flußabwärts einige Proben in den Vorkommen A7, A8 und A9 leicht erhöhte Diabas-Anteile auf (s. Abb. 23). Besonders die Vorkommen B15 südlich des Huys und S57 am Südrand des Großen Fallsteins besitzen für das Ilse-Rammelsbachsystem außergewöhnlich hohe Diabas-Anteile. Dieser Befund deutet sich auch in der Schwermineralführung über erhöhten Augit-Anteil an (s. Kap. 5.2.1.). Dieser hohe Diabas-Anteil kann nur durch ein anderen Harzfluß in diesen Raum gelangt sein. Hierfür wird das Holtemme-Goldbachsystem angenommen, das nach Harzaustritt von Diabas dominiert wird (s. Kap. 5.1.2.). Insofern muß die Annahme von Behrend (1929) widersprochen werden, der bei seinen Untersuchungen das Vorkommen S57 südlich des Großen Fallsteins ausschließlich der Ilse zugeordnet hatte. Die Frage ist, ob in den Vorkommen A7, A8 und A9 ebenfalls ein direkter Einfluß des Holtemme-Goldbachsystems angenommen werden kann oder ob deren leicht erhöhter Diabas-Anteil auf Umlagerung aus älteren Flußsedimenten hindeutet. Ähnliche Beobachtungen machte auch Rausch (1976) auf niedersächsischer Seite im Bereich der Leine bei Harkenbleck. Hier enthielten nach Rausch (1976) die mittel-

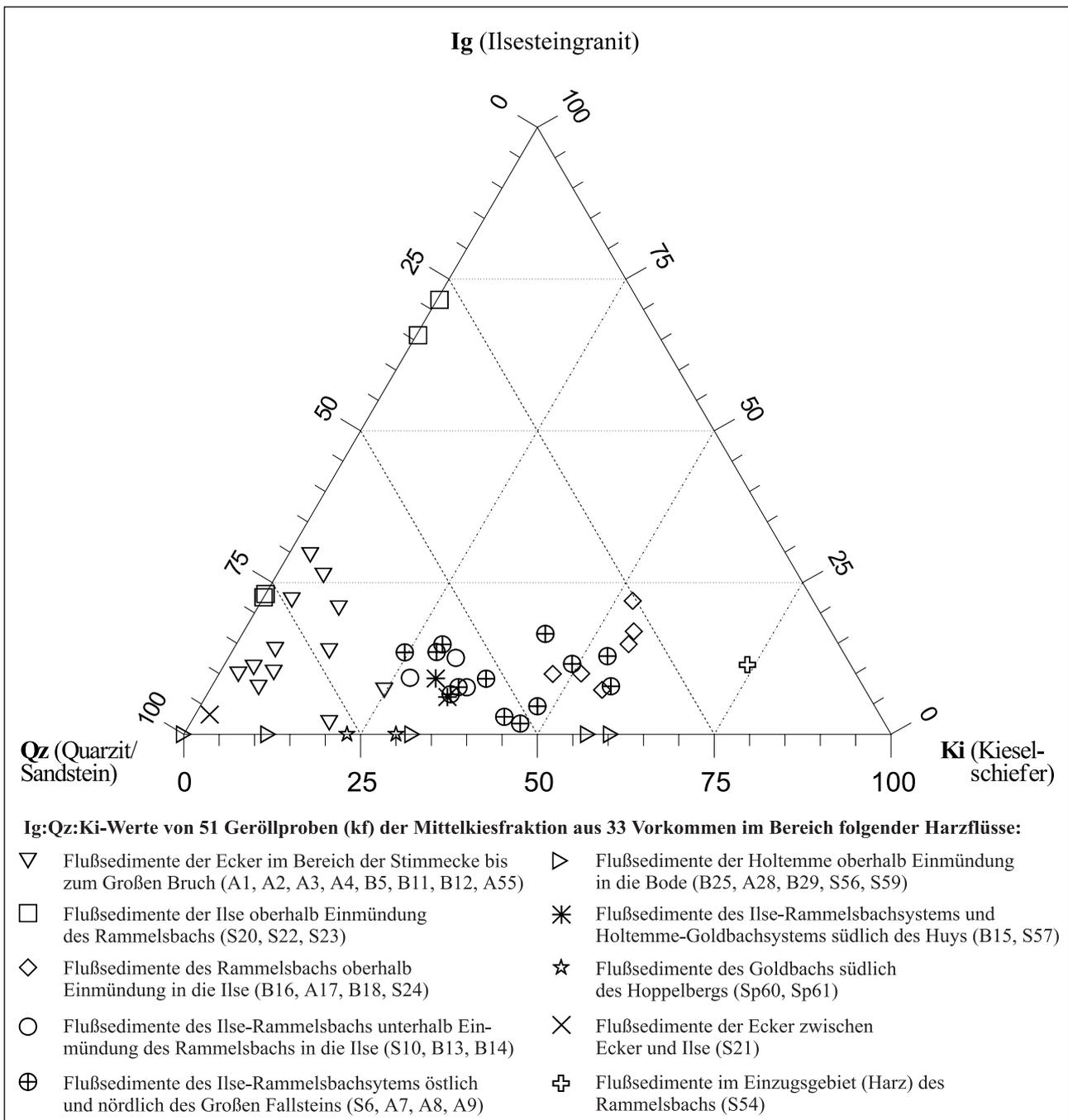


Abb. 21: Ig:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems.

terrassenzeitlichen Leinesedimente reichlich reseedimentiertes Wesermaterial, was auf eine oberterrassenzeitliche Weser in diesem Raum hindeutete und sich durch Funde weiterer Vorkommen später bestätigte. Diese Frage muß für die Vorkommen B15 und S57 sowie A7, A8 und A9 bei der stratigraphischen Bestimmung (s. Kap. 7.1.) geklärt werden.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß der frühere Rammelsbachzufluß in die Ilse mit dem Vorkommen B14 weiter stromab als heute lag. Dies wird durch den Kiesel-schiefer- und Grauwacken-Anteil dokumentiert. Dagegen besaß die frühere Ilse mit dem Vorkommen S23 im Bereich des heutigen Rammelsbach-

zufluß einen östlicheren Verlauf als heute. Der weitere Abfluß des Ilse-Rammelsbachsystems lag nach den Vorkommen S6, A7, A8 und A9 östlich und nördlich des Großen Fallsteins. Allerdings deuten hohe Diabas-Anteile in den Vorkommen B15 und S57 südlich des Huys und Großen Fallsteins auf einen Einfluß des Holtemme-Goldbachsystems hin. Auch die Vorkommen A7, A8 und A9 weisen leicht erhöhte Diabas-Anteile auf, die möglicherweise auf Umlagerung älterer Flußsedimente hindeuten. Die stratigraphische Bestimmung der Vorkommen B15 und S57 sowie A7, A8 und A9 muß klären, in welchem Zeitraum das Holtemme-Goldbachsystem mit dem Ilse-Rammelsbachsystem südlich des Huy vereinigt war.

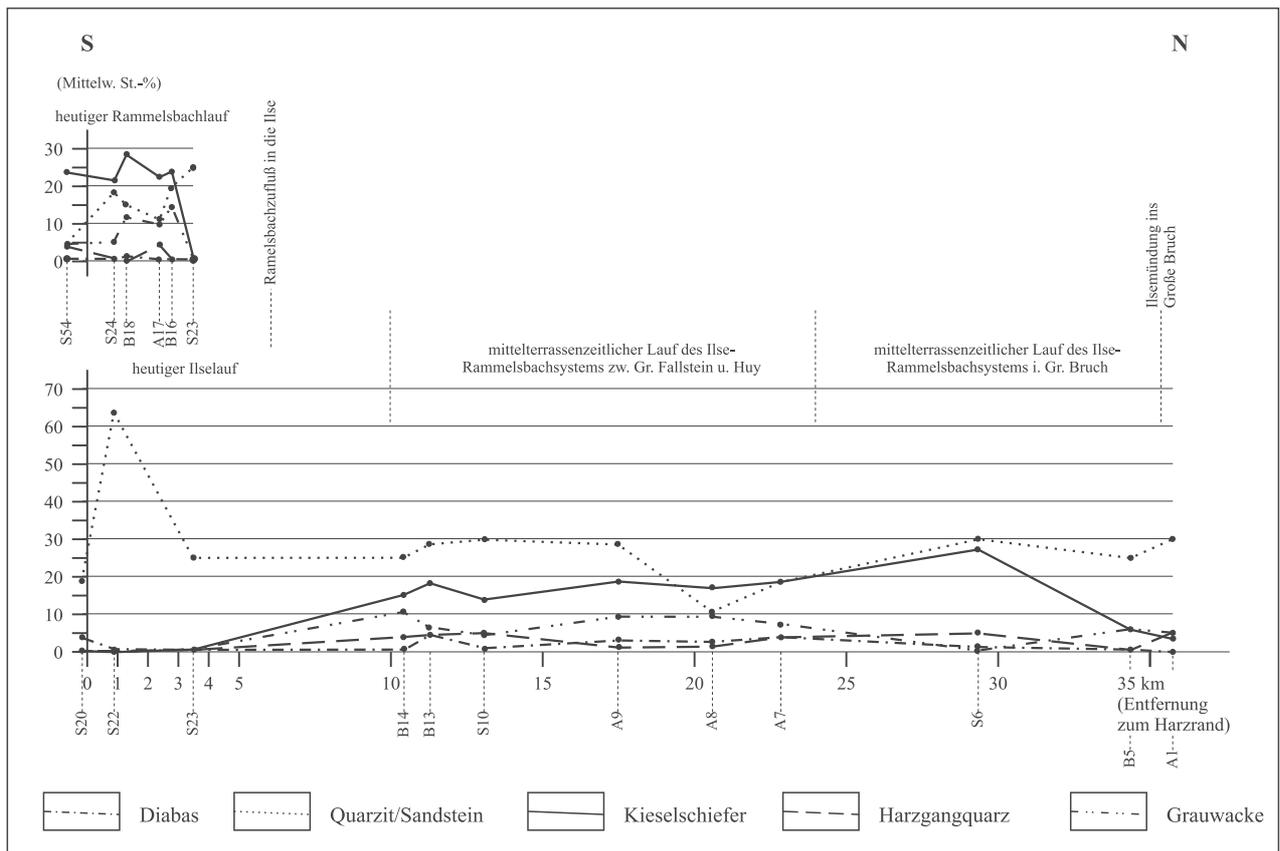


Abb. 22: Geröllganglinien des Ilse-Rammelsbachsystems.

5.1.2. Holtemme, Goldbach und Bode

Geröllkennwerte

Holtemme, Goldbach und Zapfenbach führen hauptsächlich Diabas und untergeordnet Quarzit, Grauwacke, Harzgangquarz und Kieselschiefer (s. Abb. 17). Die Bode ist in ihrem Geröllspektrum von allen untersuchten Harzflüssen am ausgewogensten zusammengesetzt. Sie führt mit leichter Dominanz Diabas sowie Quarzit, Grauwacke, Harzgangquarz und Kieselschiefer. Als Leitgeröll für die Bode tritt Zweiglimmergranit des Rambergmassivs auf. Für Holtemme, Goldbach und Bode sind als spezifische Gerölle Diabas und Zweiglimmergranit von Bedeutung. Für die Zuordnung der Flußsedimente zu Harzflüssen sind somit 2 Geröllkennwerte geeignet:

- **Zg:Qz:Ki-Kennwert**
- **Di:Qz:Ki-Kennwert** (Erläuterung der Abkürzungen s. Abb. 24, 26)

Holtemme

Die Holtemme läßt sich nach den Vorkommen B25, A28, B29, Ap33, S56 und S59 schwer charakterisieren (s. Abb. 24). Die Proben dieser Vorkommen weisen im Di:Qz:Ki-Diagramm eine starke Streuung auf. Diese Inhomogenität spiegelt sich auch in den Geröllganglinien wider (s. Abb. 25). Die Holtemme führt

harzrandnah Diabas (Vorkommen S59) und untergeordnet Quarzit, Kieselschiefer, Harzgangquarz und Grauwacke. Flußabwärts sinkt der Diabas-Anteil bis zum Vorkommen Aw34 von 12% auf 6%. Eine Ausnahme bildet das Vorkommen B25 mit einem deutlichen Minimum von 3%. Dagegen weist im Vorkommen B25 der sonst untergeordnete Grauwacken-Anteil ein deutliches Maximum von 23% auf. Dies kann mit dem Grauwacken-Vorkommen unmittelbar südlich im Harz erklärt werden, das im Fundpunkt S56 mit einem Geröllanteil von 51% vertreten ist. Flußabwärts steigt der Grauwacken-Anteil im Vorkommen Ap33 mit leichtem Maximum auf 13% und sinkt im Vorkommen Aw34 auf 6%. Auffällig ist im Vorkommen Ap33 das deutliche Maximum des Kieselschiefer-Anteils mit 23%. Stromauf liegt dieser in den Vorkommen A28 bei 4% und B29 bei 16%. Stromab sinkt der Kieselschiefer-Anteil im Vorkommen Aw34 wieder auf 16%. Dieses Maximum des Kieselschiefer-Anteils kann nicht auf Transportauslese weicherer Gerölle mit zunehmender Harzentfernung zurückgeführt werden. Eine Erklärung etwa durch Zufluß eines anderen Harzflusses, der viel Kieselschiefer führt, kann bei dieser geographischen Lage auch nicht geliefert werden, so daß dieses Problem offen bleiben muß.

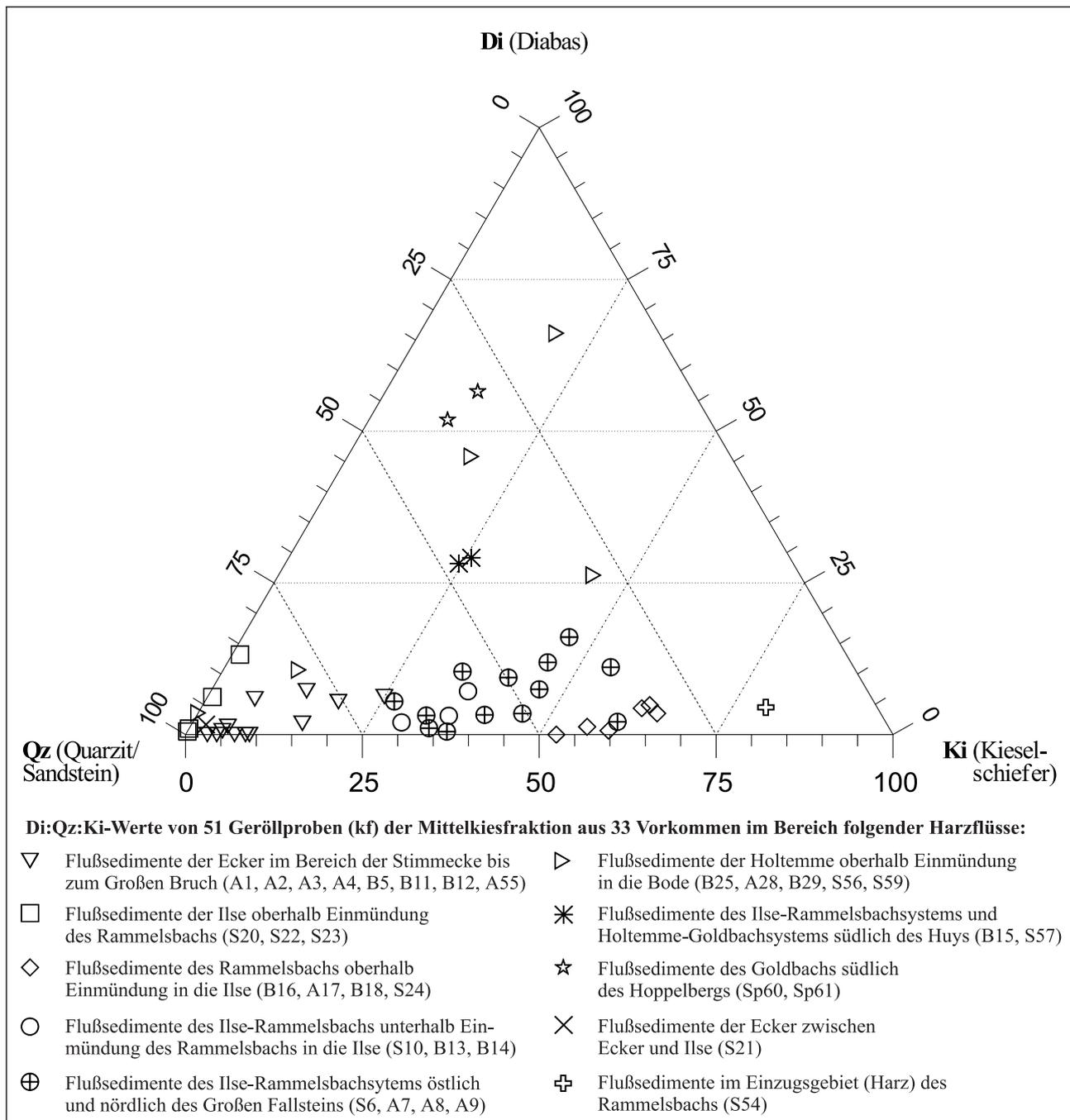


Abb. 23: Di:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachssystems.

Goldbach

Als Schlußfolgerung ist zu sagen, daß die Holtemme nach Geröllkennwerten und Geröllganglinien harzrandnah von Diabas dominiert wird und untergeordnet Kiesel-schiefer führt. Damit muß Bachmann (1992), der bei seinen Untersuchungen für die Holtemme hohe Kiesel-schiefer-Anteile annahm, widersprochen werden. Flußabwärts bis zur heutigen Einmündung in die Bode verliert der charakteristische Diabas-Anteil für die Holtemme seine Bedeutung, so daß in den Geröllganglinien der Bode über den Diabas-Anteil kein Holtemmezufuß erkannt werden kann (s. Abb. 27).

Der Goldbach weist in den Vorkommen Sp60 und Sp61 sehr hohe Diabas-Anteile auf (s. Abb. 24). Demnach besaß der frühere Goldbach mit den Vorkommen Sp60 und Sp61 einen Abfluß nach Norden bis südlich des Hoppelbergs. Der weitere Abfluß ist nach eigenen Untersuchungen unklar. Piper (1995) nahm einen Goldbachzufluß nordwestlich des Hoppelbergs in die Holtemme an. Dies kann in den Geröllganglinien der Holtemme durch einen Anstieg des Diabas-Anteils allerdings nicht nachgewiesen werden (s. Abb. 25). Schroeder (1928) kartierte einen auffälligen Kiesstrang aus, der sich vom Harzrand im Bereich des

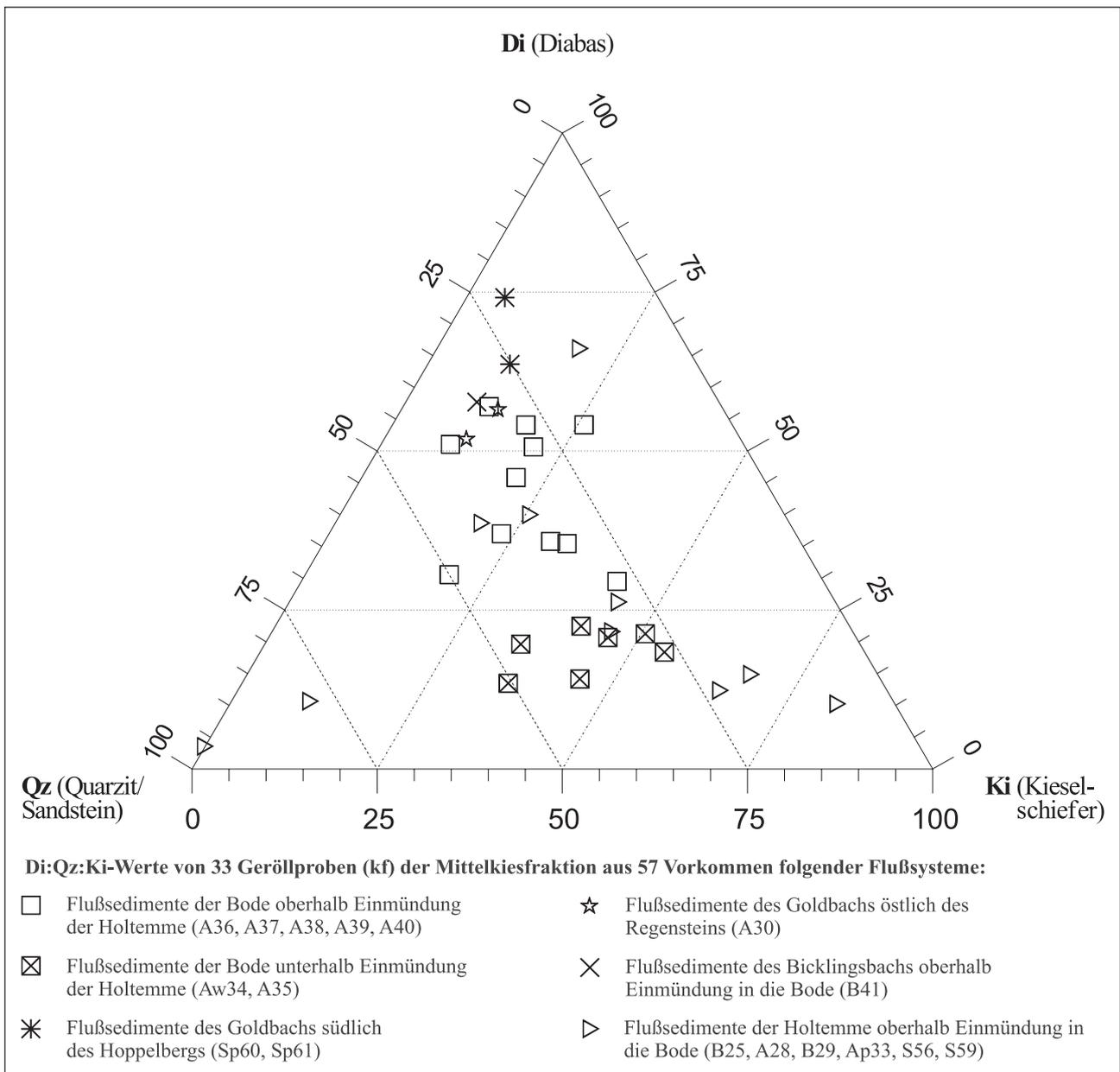


Abb. 24: Di:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode.

Bode

Goldbachs nach Nordosten erstreckt. Innerhalb des Kiesstrangs liegt das Vorkommen A30 östlich des Regensteins im Bereich des heutigen Zapfenbachs. Das Vorkommen A30 weist ebenfalls hohe Diabas-Anteile auf. Die hohen Diabas-Anteile passen gut zum Goldbach oder zum Zapfenbach. Aber ein möglicher Goldbachzufluß in die Bode im Bereich der heutigen Zapfenbachmündung ist in den Geröllganglinien der Bode durch ein Anstieg des Diabas-Anteils nicht nachweisbar (s. Abb. 27). Die stratigraphische Bestimmung muß dennoch klären, welches Alter die Vorkommen A30, Sp60 und Sp61 besitzen (s. Kap. 7.2.). Hieraus ergibt sich möglicherweise, wann der Goldbach einen Abfluß nach Nordwesten und wann nach Nordosten besaß.

Die Bode führt als einziger Harzfluß in den Vorkommen Aw34, A35, A37, A38, A39 und A40 Zweiglimmergranit des Rambergmassivs (s. Abb. 26). Diese Vorkommen bilden im Zg:Qz:Ki-Diagramm ein breites Feld, wobei die harzrandfernen Vorkommen Aw34 und A35 geringere Zweiglimmergranit-Anteile aufweisen. Dies wird auf die stärkere Transportauslese mit zunehmender Harzentfernung zurückgeführt. Auch das Vorkommen Ap33 im Bereich der heutigen Holtemme nahe oberhalb des Zuflusses in die Bode weist geringe Zweiglimmergranit-Anteile auf. Damit besaß die frühere Bode im Bereich des heutigen Holtemmezufußes einen westlicheren Verlauf. Dies deuten auch die Befunde der Schwermineralführung an (s. Kap. 5.2.2.).

Im Di:Qz:Ki-Kennwert läßt sich die Bode nach ihrem Diabas-Anteil in zwei Felder untergliedern (s. Abb. 24). Zum einen das Feld mit mehr als 25% Diabas-Anteil. Dieses Feld wird von den Vorkommen A37, A38, A39 und A40 belegt, die heute oberhalb des Holtemmezuflusses liegen. Zum anderen das Feld mit weniger als 25% Diabas-Anteil. In diesem Feld liegen alle harzrandfernen Vorkommen (Aw34, A35) unterhalb des heutigen Holtemmezuflusses. Der geringere Diabas-Anteil dieser Vorkommen wird auf stärkere Transportauslese mit zunehmender Harzentfernung zurückgeführt.

Dieser Sachverhalt wird auch in den Geröllganglinien der Bode deutlich (s. Abb. 27). Die Bode führt harzrandnah in den Vorkommen A8, A39 und A40 mit leichter Vormacht Diabas sowie untergeordnet Quarzit, Harzgangquarz, Kieselschiefer und Grauwacke. Der Diabas-Anteil sinkt mit zunehmender Harzentfernung von 16% auf 8% und besitzt im Vorkommen A37 mit 6% ein Minimum. Der Grauwacken-Anteil liegt in den harzrandnahen Vorkommen A39 und A40 bei 2%, weist flußabwärts im Vorkommen A38 ein leichtes Maximum von 11% auf und sinkt mit zunehmender Harzentfernung bis zum Vorkommen A35 auf 7%. Das Maximum des Grauwacken-Anteils im Vorkommen A38 ist durch Zufluß des Bicklingsbachs erklärbar, der im Vorkommen B41 mit 14% viel Grauwacke führt. Allerdings hätte sich der Anstieg des Grauwacken-Anteils im Bodelauf schon weiter stromauf im Vorkommen A39 bemerkbar machen müssen. Dennoch liegt hier der Grauwacken-Anteil bei 4%. Eine Erklärung kann nach bisheriger Auswertung nicht gegeben werden. Der sonst untergeordnete Harzgangquarz-Anteil steigt im Vorkommen A36 von 5% auf 14% an. Flußabwärts geht dieser bis zum Vorkommen A35 auf 16% an. Der starke Anstieg des Harzgangquarz-Anteils im Vorkommen A36 kann auf den Zufluß des Selke-Einesystems zurückgeführt werden, denn die Eine wird stark von Harzgangquarz dominiert (s. Kap. 5.1.3.). Dies wird durch das Auftreten von Sandstein des Rotliegenden als Selkeeinfluß in den Vorkommen Aw34, A35 und A36 unterhalb des heutigen Selkezuflusses bestätigt. Sandstein des Rotliegenden wird auch im Vorkommen A37 oberhalb des heutigen Selkezuflusses beobachtet. Allerdings läßt sich dort kein erhöhter Harzgangquarz-Anteil nachweisen. So kann ein kurzzeitig südlicher als heute gelegener Selkezufluß im Bereich des Vorkommens A37 nur vermutet werden.

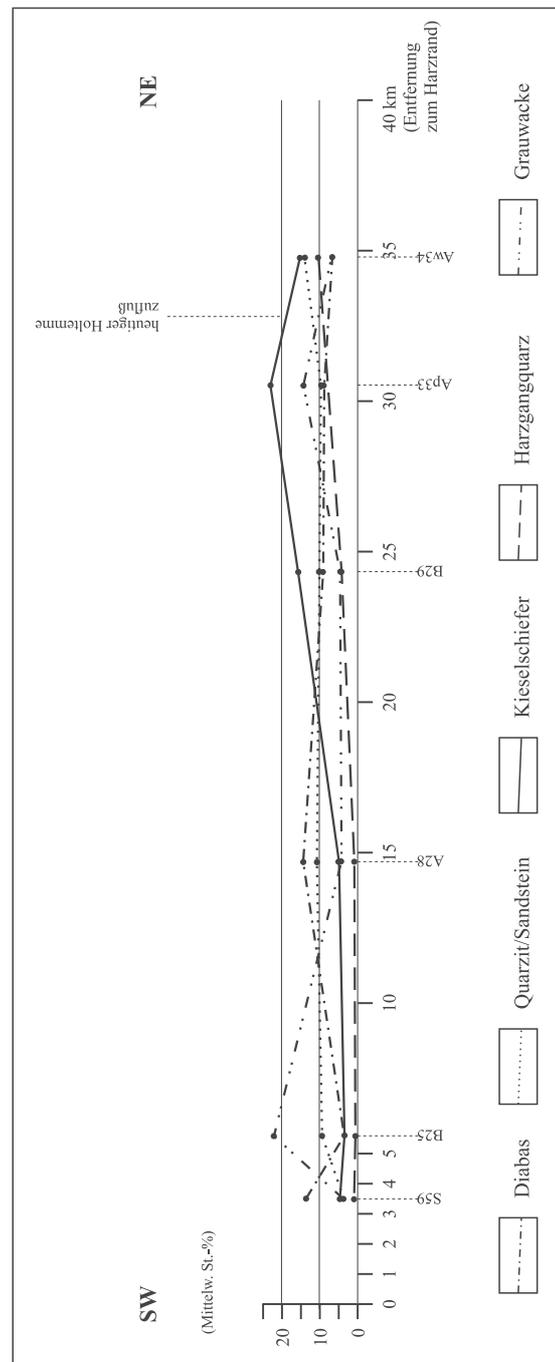


Abb. 25: Geröllganglinien der Holtemme.

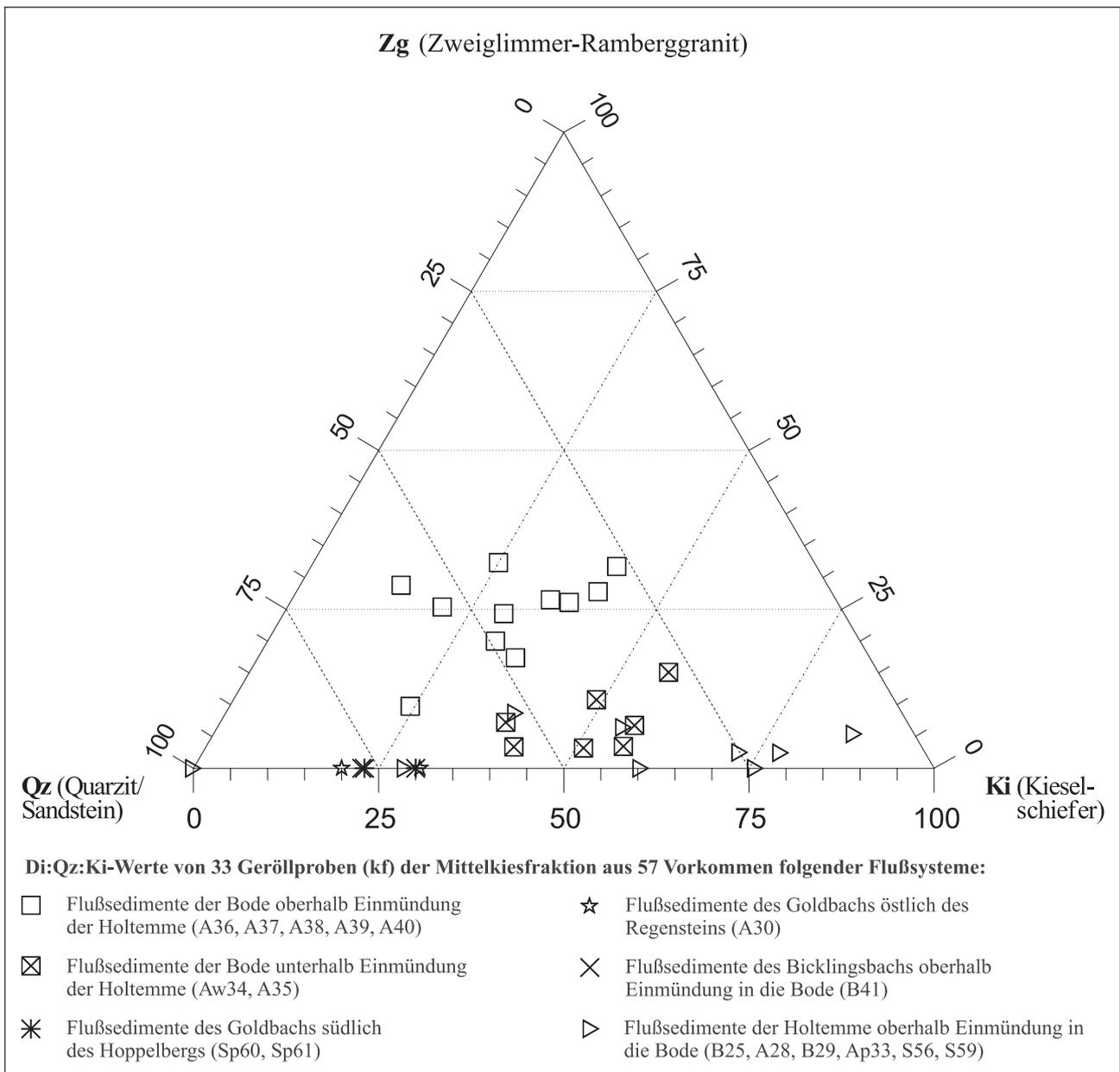


Abb. 26: Zg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode.

Die Beobachtungen von Weissermel (1926c, 1930), der im heutigen Mündungsgebiet der Selke in die Bode im oberen Bereich der Flußsedimente vermehrt Grauwacke und Kieselschiefer feststellte, konnten nicht nachvollzogen werden. Die dafür in Frage kommenden Vorkommen A36, A37 und A38 lassen bei vertikaler Betrachtung der Abfolge kaum Schwankungen der Grauwacken- und Kieselschiefer-Anteile erkennen (s. Kap. 11.2.). Damit läßt sich nach Weissermel (1926c, 1930) die angenommene Zweiteilung der Bodesedimente nicht nachweisen.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß nach Geröllkennwerten und Geröllganglinien im Bodelauf ein oberhalb als heute gelegener Selkezufluß im Bereich des Vorkommens A37 nur vermutet werden kann. Die frühere Bode besaß im Bereich der heutigen Holtmemmündung mit dem Vorkommen Ap33 einen westlicheren Verlauf, damit lag die Einmündung der früheren Holtemme ein paar Kilometer westlicher.

5.1.3. Selke-Einesystem

Geröllkennwerte

In der Selke dominiert deutlich Grauwacke (s. Abb. 17). Daneben führt sie Harzgangquarz, Kieselschiefer, Quarzit, untergeordnet Diabas und als Leitgeröll Sandstein des Rotliegenden. Dagegen führt die Eine vorherrschend Harzgangquarz, untergeordnet Quarzit, Diabas und Kieselschiefer. Für die Selke und Eine sind als signifikante Gerölle Grauwacke und Harzgangquarz von Bedeutung. Das Leitgeröll Sandstein des Rotliegenden wurde bei der Erstellung der Geröllkennwerte nicht berücksichtigt. Für die Zuordnung der Flußsedimente zu Harzflüssen sind somit 2 Geröllkennwerte geeignet:

- **Gr:Qz:Ki-Kennwert**
- **Hg:Qz:Ki-Kennwert** (Erläuterung der Abkürzungen s. Abb. 28, 29)

Selke

Die Selke führt in allen Vorkommen (B42, B43, A44, A46, B47, B48) deutlich Grauwacke (s. Abb. 28). Auffällig ist, daß besonders die harzrandfernen Vorkommen B42, B43 und A44 westlich Aschersleben höhere Grauwacken-Anteile als die harzrandnahen Vorkommen A46, B47 und A48 aufweisen. Eine Erklärung hierfür folgt unten. Die Selke weist harzrandnah in den Vorkommen A46, B47 und B48 sehr geringe Harzgangquarz-Anteile auf (s. Abb. 29). Dagegen treten in den Vorkommen B42, B43 und A44 westlich Aschersleben höhere Harzgangquarz-Anteile auf.

Dieser Sachverhalt wird auch in der Geröllganglinien deutlich (Abb. 30). Die Selke führt harzrandnah vorherrschend Grauwacke, daneben treten Quarzit, Kieselschiefer, Harzgangquarz und untergeordnet Diabas auf. Der Grauwacken-Anteil weist im Selke-lauf große Schwankungen auf. Zwischen den Vorkommen B48 und A46 sinkt der Grauwacken-Anteil von 22% auf 15%, flußabwärts steigt dieser im Vorkommen B43 auf 30% und sinkt bis zum Vorkommen A36 erneut auf 9%. Der Anstieg des Grauwacken-Anteils im Vorkommen B43 wird auf Zufluß der Getel zurückgeführt, die im Vorkommen B45 viel Grauwacke aufweist. Die generelle starke Abnahme des Grauwacken-Anteils mit zunehmender Harzentfernung wird auf Transportauslese der weichen Grauwacken-gerölle zurückgeführt. Somit wird in den Geröllganglinien der Bode (s. Abb. 27) über den Grauwacken-Anteil kein Selkeeinfluß ersichtlich. Der Harzgang-

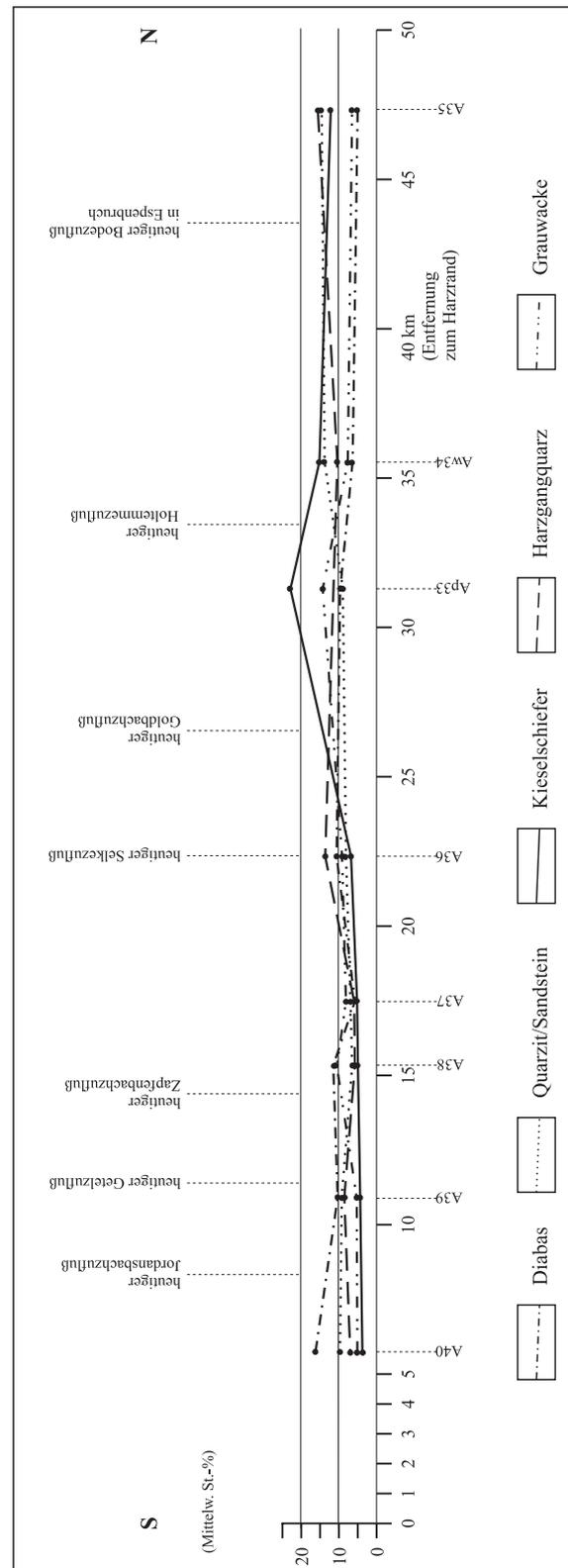


Abb. 27: Geröllganglinien der Bode.

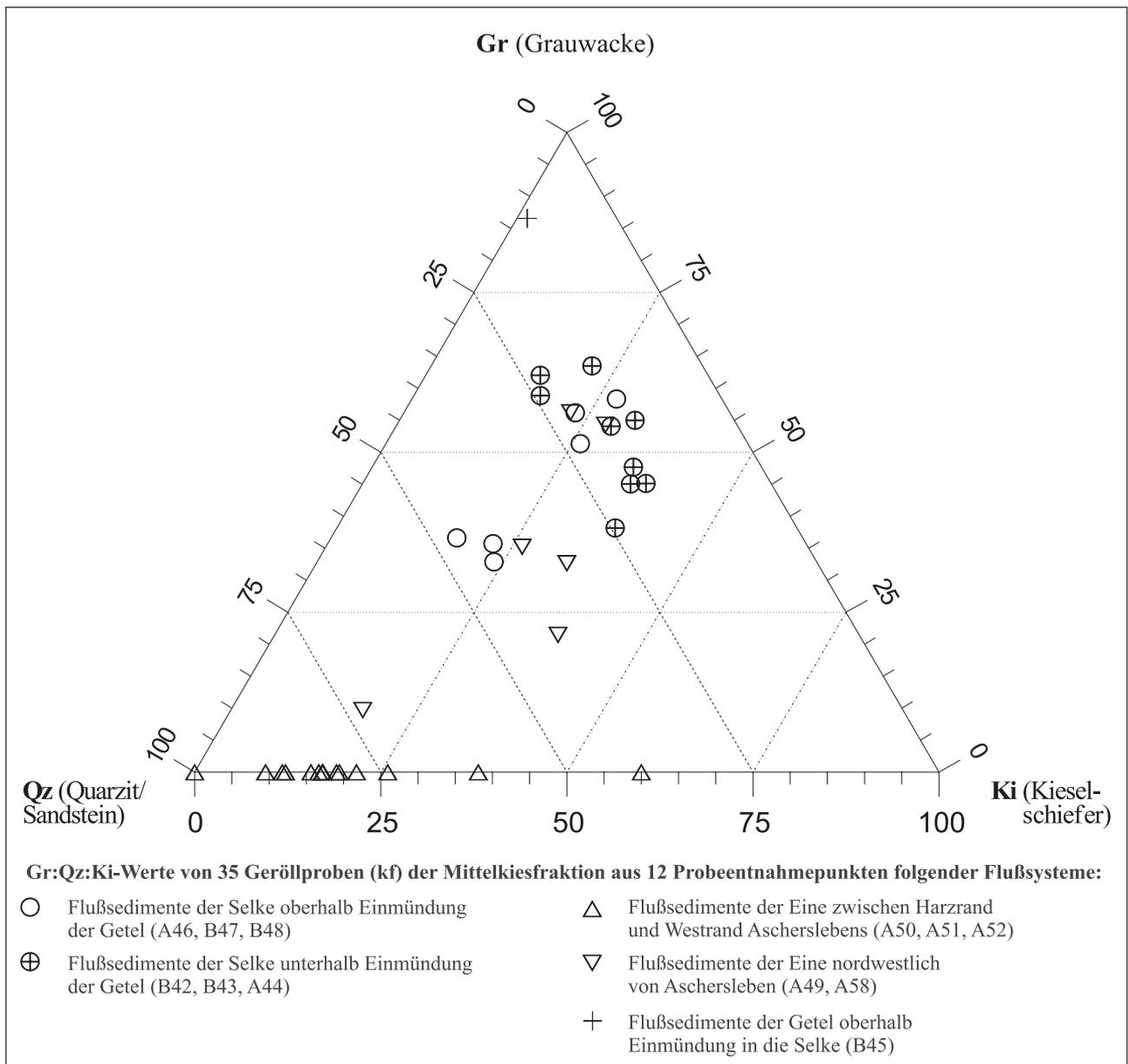


Abb. 28: Gr:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Selke und Eine.

quarz-Anteil steigt zwischen den Vorkommen B47 und A44 von 9% auf 18%, sinkt flußabwärts im Vorkommen B43 auf 10% und steigt wieder im Vorkommen B42 auf 27%. Die hohen Harzgangquarz-Anteile werden auf Zufluß der Eine zurückgeführt. Die Schwankungen des Harzgangquarz-Anteils verhalten sich z.T. gegensätzlich zum Verlauf des Grauwacken-Anteils. Hieraus wird ein Wechselspiel zwischen Grauwacken- und Harzgangquarz-Anteil ersichtlich. Dies wird im Selkelauf mal mit einem stärkeren und mal mit einem schwächeren Eineeinfluß erklärt. Der wechselnd starke Eineeinfluß wird auch bei vertikaler Betrachtung in der fluviatilen Abfolge im Vorkommen A44 deut-

lich: von unten nach oben niedrige Grauwacken-Anteile (15%) bei hohen Werten für Harzgangquarz (28%) oder hohe Grauwacken-Anteile (31%) bei niedrigen Werten für Harzgangquarz (12%) (s. Kap. 11.2.). Die Gründe für den wechselnd starken Eineeinfluß im Selkeverlauf liegen wohl darin, daß der Einezufluß nicht in einem klar umgrenzten Bereich erfolgte. Eine damalige stromab Verschiebung des Einezuflusses in die Selke führte dazu, das oberhalb in der Selke Einesedimente umgelagert wurden. Bei der Umlagerung wurde die Geröllfracht der Eine in den Selkesedimenten ausgedünnt. Dies äußert sich in der Geröllführung mit einem schwächeren Eineeinfluß.

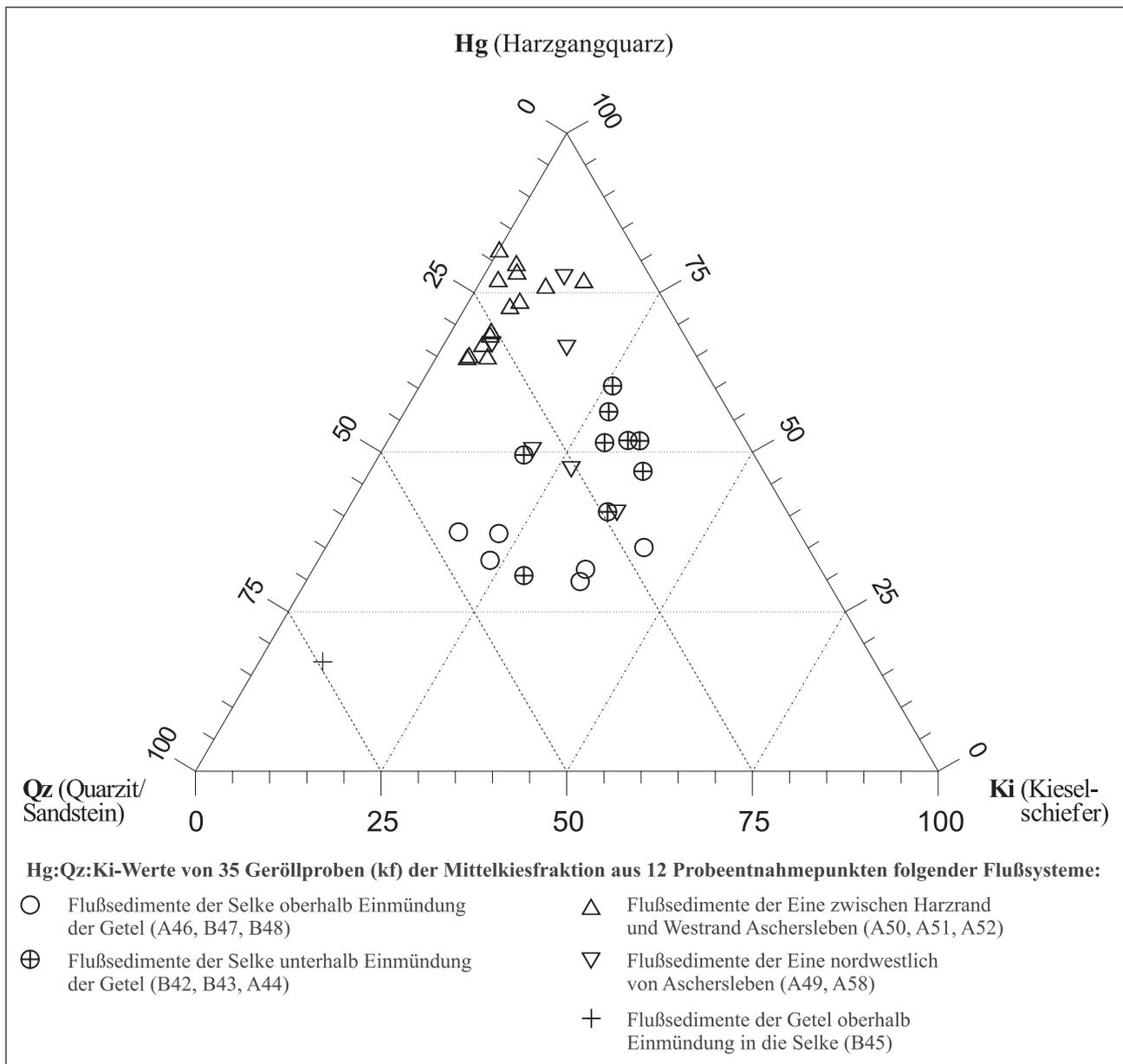


Abb. 29: Hg:Qz:Ki-Kennwerte von Geröllproben der Selke und Eine.

Eine

Die Eine führt in den Vorkommen A50, A51 und A52 zwischen Harzrand und Westrand Aschersleben kein Grauwacken-Anteil (s. Abb. 28). Dagegen weisen die Vorkommen A49 und A58 westlich Aschersleben erhöhte Grauwacken-Anteile auf. Die Proben dieser Vorkommen liegen im Gr:Qz:Ki-Diagramm z.T. deutlich im Feld der Selke. Dagegen wird die Eine in den Vorkommen A50, A51 und A52 zwischen Harzrand und Westrand Ascherslebens von Harzgangquarz dominiert (s. Abb. 29). Aber in den Vorkommen A49 und A58 nordwestlich Ascherslebens treten geringere Harzgangquarz-Anteile auf und liegen im Hg:Qz:Ki-Diagramm z.T. im Feld der Selke.

Dieser Sachverhalt wird auch in den Geröllgangelinien deutlich (s. Abb. 31). Die Eine führt nach Harzaustritt vorherrschend Harzgangquarz, untergeordnet Diabas, Quarzit, Grauwacke und Kieselschiefer. Der Harzgangquarz-Anteil steigt zwischen den Vorkommen A52 und A50 von 21% auf 27% an. Flußabwärts liegt dieser im Vorkommen A58 mit einem deutlichen Minimum bei 18%, steigt im Vorkommen A49 auf 33% und sinkt im Vorkommen B42 auf 26%. Dagegen liegt der Grauwacken-Anteil zwischen den Vorkommen A52 und A50 bei 0%, flußabwärts zeigt dieser im Vorkommen A58 mit 26% ein deutliches Maximum, sinkt im Vorkommen A49 auf 9% und steigt im Vorkommen B42 auf 15%. Der starke Anstieg des

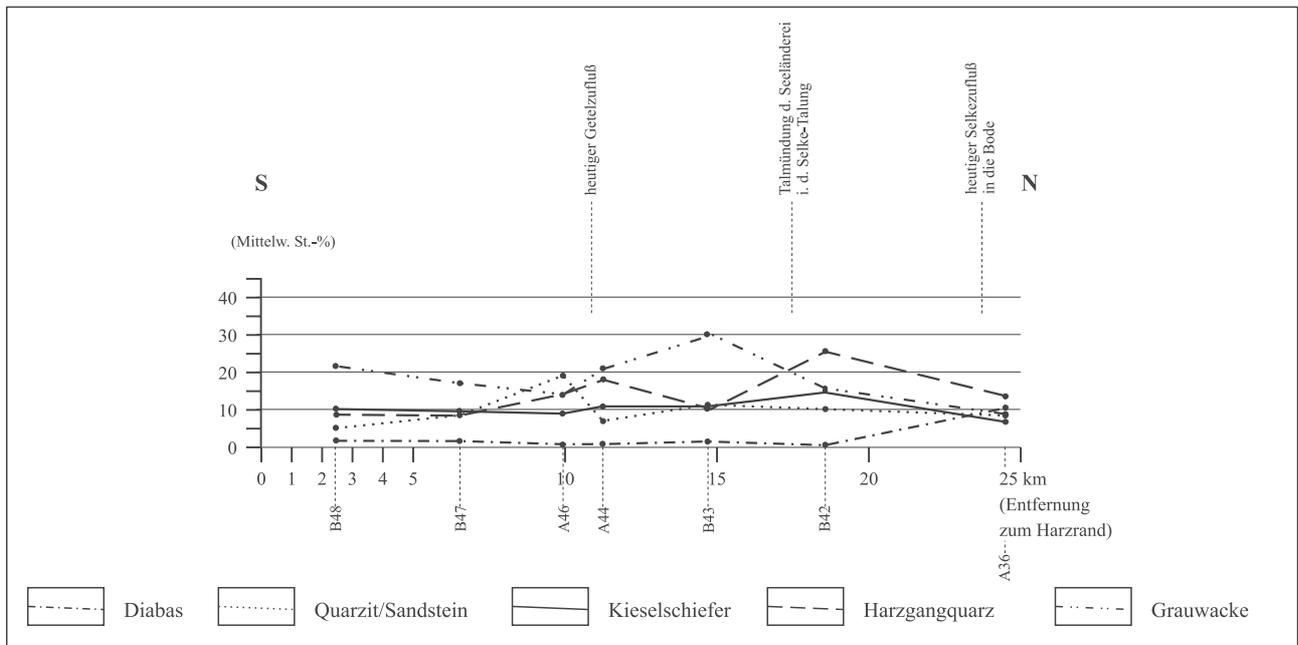


Abb. 30: Geröllganglinien der Selke.

Grauwacken-Anteils im Vorkommen A58 wird auf den Selkeeinfluß zurückgeführt. Umgekehrt zeigt sich in den selben Vorkommen ein deutliches Minimum des Harzgangquarz-Anteils. Flußabwärts dominiert in den Eine-Vorkommen A49 und B42 Harzgangquarz, aber Grauwacke ist gut vertreten, so daß hier erneut ein deutlicher Selkeeinfluß vorliegt.

Als Schlußfolgerung ist zu sagen, daß sich Selke und Eine im Bereich der Seeländerei nordwestlich Aschersleben als Selke-Einesystem vereinigt haben. Die Vereinigung der Flüsse erfolgte nicht in klar umgrenzten Zuflüssen, sondern in variablen Grenzen.

Dies äußert sich in den betroffenen Vorkommen (B42, B43, A44, A49, A58) in einem Wechselspiel zwischen Grauwacken-Anteil und Harzgangquarz-Anteilen. Hierbei weisen Selke mit erhöhten Grauwacken-Anteilen oder Eine mit erhöhten Harzgangquarz-Anteilen jeweils mal einen stärkeren oder schwächeren Einfluß auf. Flußabwärts floß das Selke-Einesystem nach Nordwesten in die Bode. Ein Wippereinfluß in den Vorkommen (B42, B43, A44, A49, A58) nordwestlich Aschersleben wird aufgrund fehlender Karpholithe - signifikantes Geröll der Wipper (Weissermel, 1930; Mania, 1967a) - ausgeschlossen.

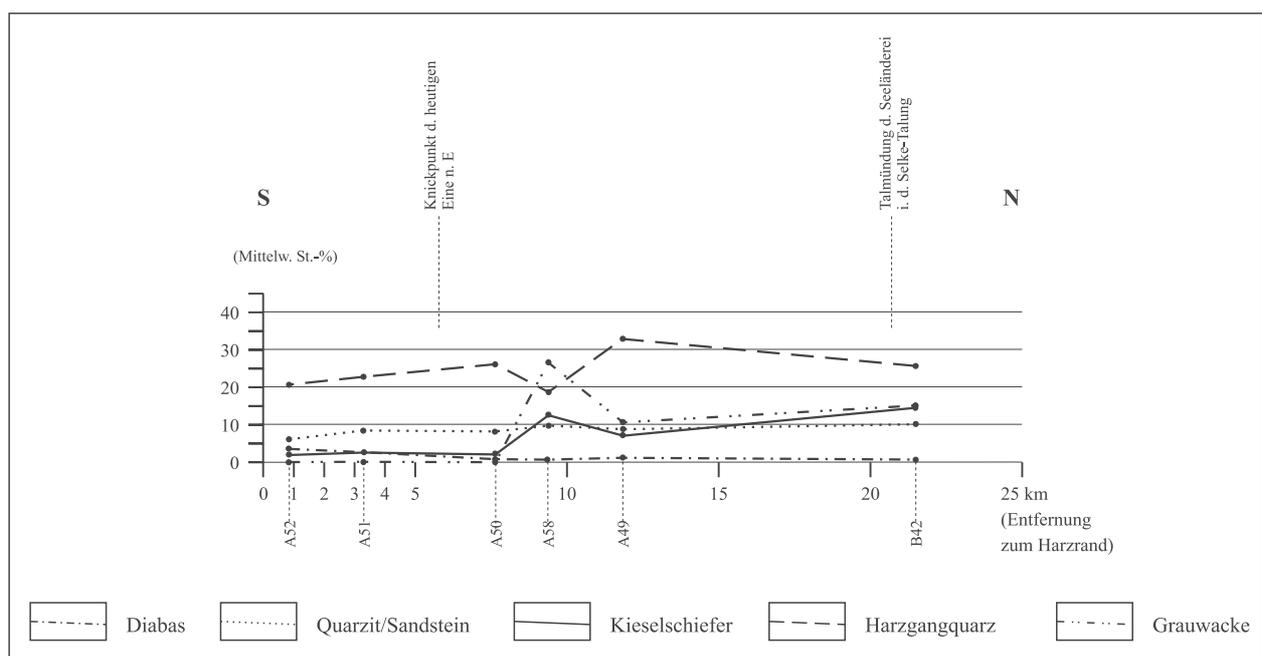


Abb. 31: Geröllganglinien der Eine.

5.2. Schwermineralführung der Harzflüsse

In der Abbildung 32 wird die unterschiedliche Schwermineralführung einzelner Harzflüsse deutlich. Die Schwermineralbestandteile des jeweiligen Harzflusses können z.T. von den in den Einzugsgebieten

im Harz auftretenden Gesteinsserien hergeleitet werden. Hieraus ergeben sich 2 Schwermineralwerte, mit denen die Flußsedimente den Harzflüssen zugeordnet werden können.

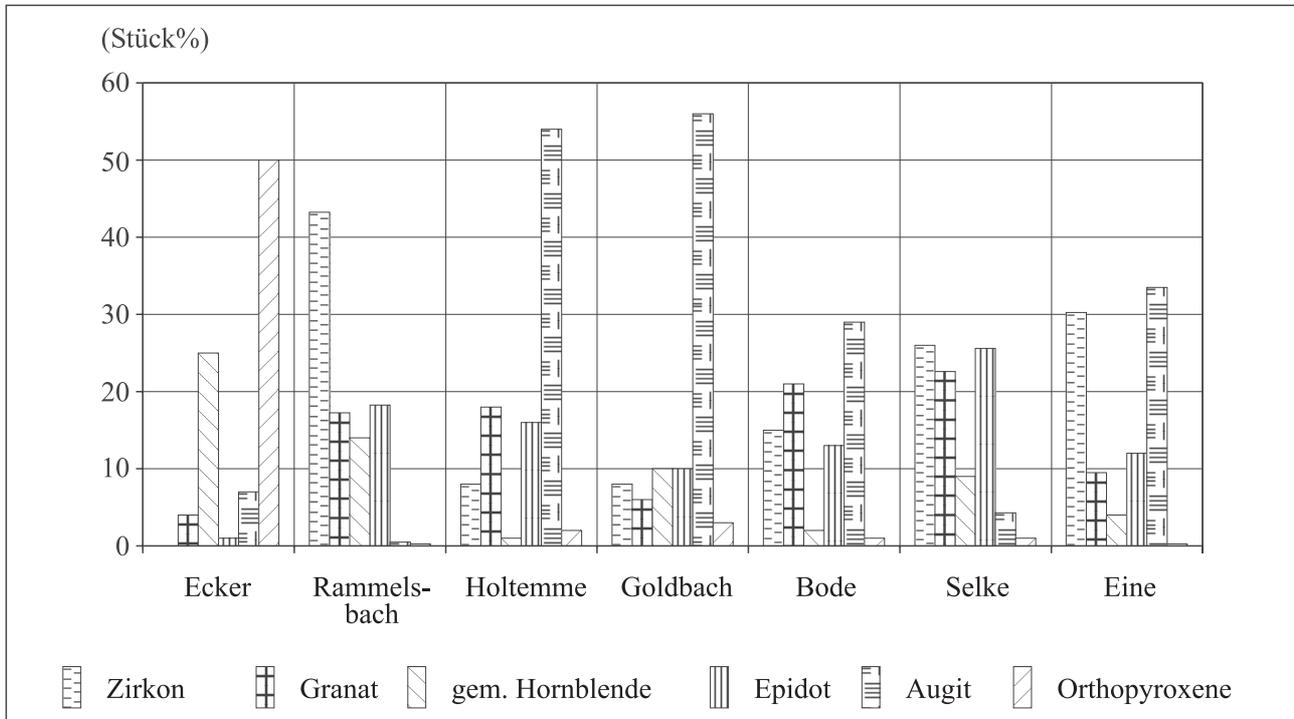


Abb. 32: Die signifikantesten Schwermineralbestandteile von mittelterrassenzeitlichen Harzflüssen (Mittelwerte in Stück% von harzrandnahen Vorkommen).

5.2.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem

Die Ilse kann in ihrer Schwermineralführung aufgrund fehlender harzrandnaher Vorkommen nicht charakterisiert werden. Dagegen führt die Ecker vorherrschend Orthopyroxene, gem. Hornblende, untergeordnet treten Granat und Augit auf. Im Rammelsbach dominieren Zirkon und Granat, stark vertreten sind gem. Hornblende und Epidot. Im Vergleich dazu führen Holtemme und Goldbach vorherrschend Augit. Für die Ecker sind Orthopyroxene, den Rammelsbach Zirkon von Bedeutung. Um eine Abgrenzung zur Holtemme und zum Goldbach zu erhalten, ist der Augit-Anteil wichtig. Für die Zuordnung der Flußsedimente zur Ecker und zum Rammelsbach ist der **Aug:Zir:Ort-Kennwert** geeignet (Erklärung s. Abb. 33).

Im Aug:Zir:Ort-Kennwert bilden die Vorkommen von Ecker (A4, nach Bombien (1987): F26, F34), Rammelsbach (B16, A17, B18) und Holtemme-Goldbach (B25, B29, Sp60) jeweils ein eigenes Feld und können klar voneinander abgegrenzt werden (s. Abb. 33). Jeder Harzfluß wird durch ein markantes Schwer-

mineralspektrum charakterisiert: Holtemme-Goldbach hohe Augit-Anteile, Rammelsbach hohe Zirkon-Anteile und Ecker hohe Orthopyroxen-Anteile. Besonders das Vorkommen A17 führt fast 100% Zirkon und wird ausschließlich dem Rammelsbach zugeordnet. Dies deckt sich auch mit den Ergebnissen der Geröllführung (s. Kap. 5.1.1.). Damit muß Reinecke (2000) widersprochen werden, der bei seinen geröllanalytischen Untersuchungen im Vorkommen A17 einen Holtemmezufluß annahm. Dagegen streuen die harzrandfernen Vorkommen S10 und B14 östlich der heutigen Ilse sowie A7, A8 und A9 östlich des Großen Fallsteins zwischen niedrigen und hohen Augit-Anteilen und bilden kein eigenes Feld. Besonders das isolierte, heute flußferne Vorkommen B15 südlich des Huys weist die höchsten Augit-Anteile auf und liegt im Feld von Holtemme-Goldbach. Daher wird der hohe Augit-Anteil in den Vorkommen A7, A8, A9, S10, B14 und B15 dem Holtemme-Goldbachsystem zugerechnet. Dies bestätigt auch die Geröllführung durch hohe Diabas-Anteile (s. Kap. 5.1.1.).

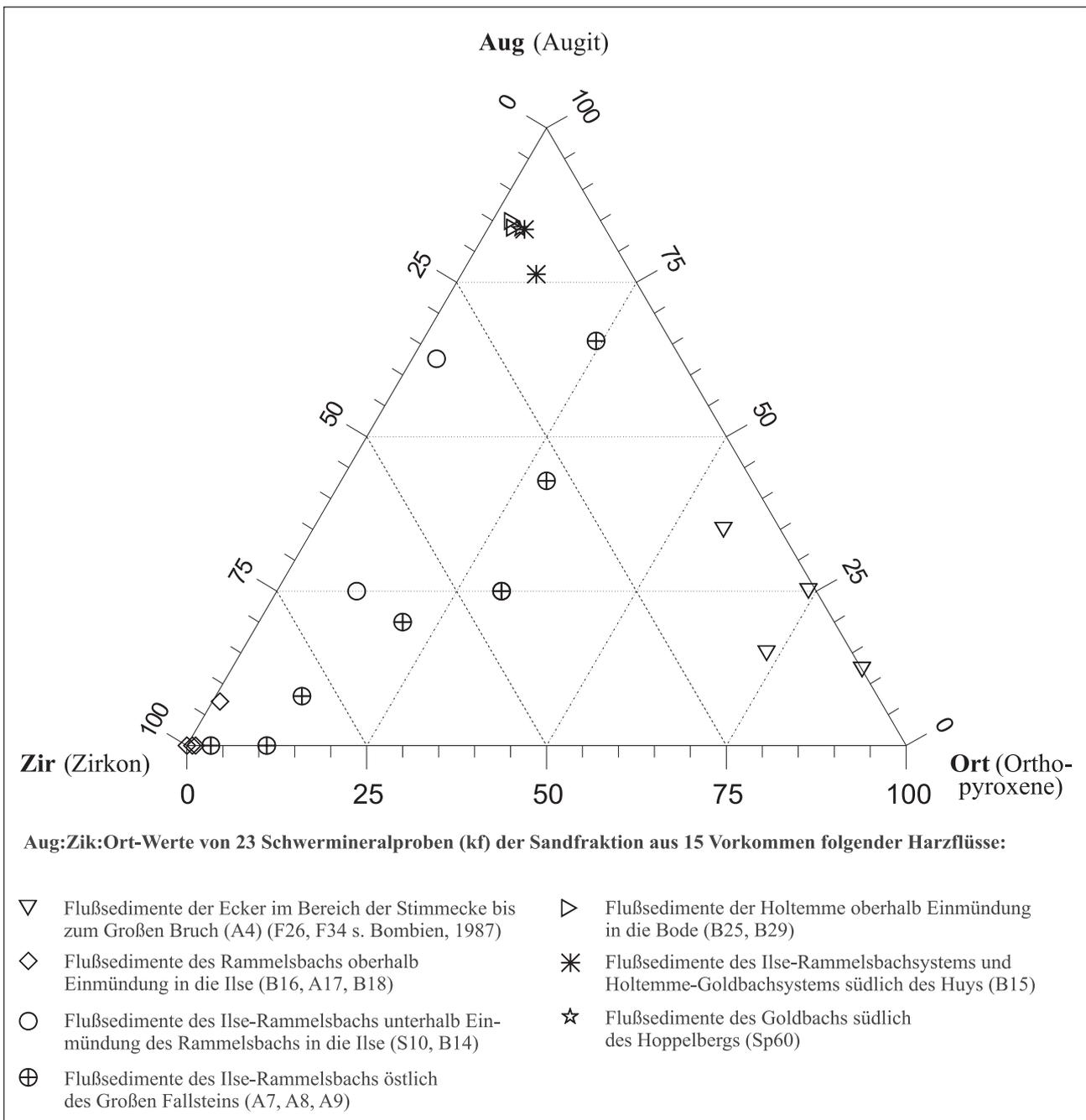


Abb. 33: Aug:Zir:Ort-Kennwerte von Schwermineralproben der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems.

Nach diesen Befunden können die harzrandnahen Vorkommen von Ecker, Rammelsbach ihrer Schwermineralführung nach voneinander unterschieden und von Holtemme-Goldbach abgegrenzt werden. Dagegen kann bei den harzrandfernen Vorkommen (A7, A8, A9, S10, B14, B15) südlich des Huys und östlich des Großen Fallsteins nach ihrer Schwermineralführung keine sichere Zuordnung erfolgen. Vielmehr deutet die Schwermineralführung dieser Vorkommen z.T. auf einen direkten Zufluß oder einen Einfluß des Holtemme-Goldbachsystems hin. Die Frage ist, in welchem Zeitraum das Holtemme-Goldbachsystem den Bereich dieser Vorkommen durchfloß.

5.2.2. Holtemme, Goldbach und Bode

Holtemme und Goldbach führen vorherrschend Augit, untergeordnet Granat, Epidot, Zirkon und gem. Hornblende (s. Abb. 32). In der Bode dominiert Augit, stark vertreten sind Granat, Zirkon, Epidot. Untergeordnet tritt gem. Hornblende und Orthopyroxene auf. Für die Zuordnung der Flußsedimente zur Holtemme, zum Goldbach und zur Bode sind Augit, Zirkon und Epidot von Bedeutung, daher wird der **Aug:Zir:Epid-Kennwert** gewählt (Erklärung s. Abb. 34).

Im Aug:Zir:Epid-Diagramm teilen sich die Vorkommen (Aw34, A35, A36, A37, A38, A39, A40) der Bode über ihren Augit-Anteil mit mehr als 45% und

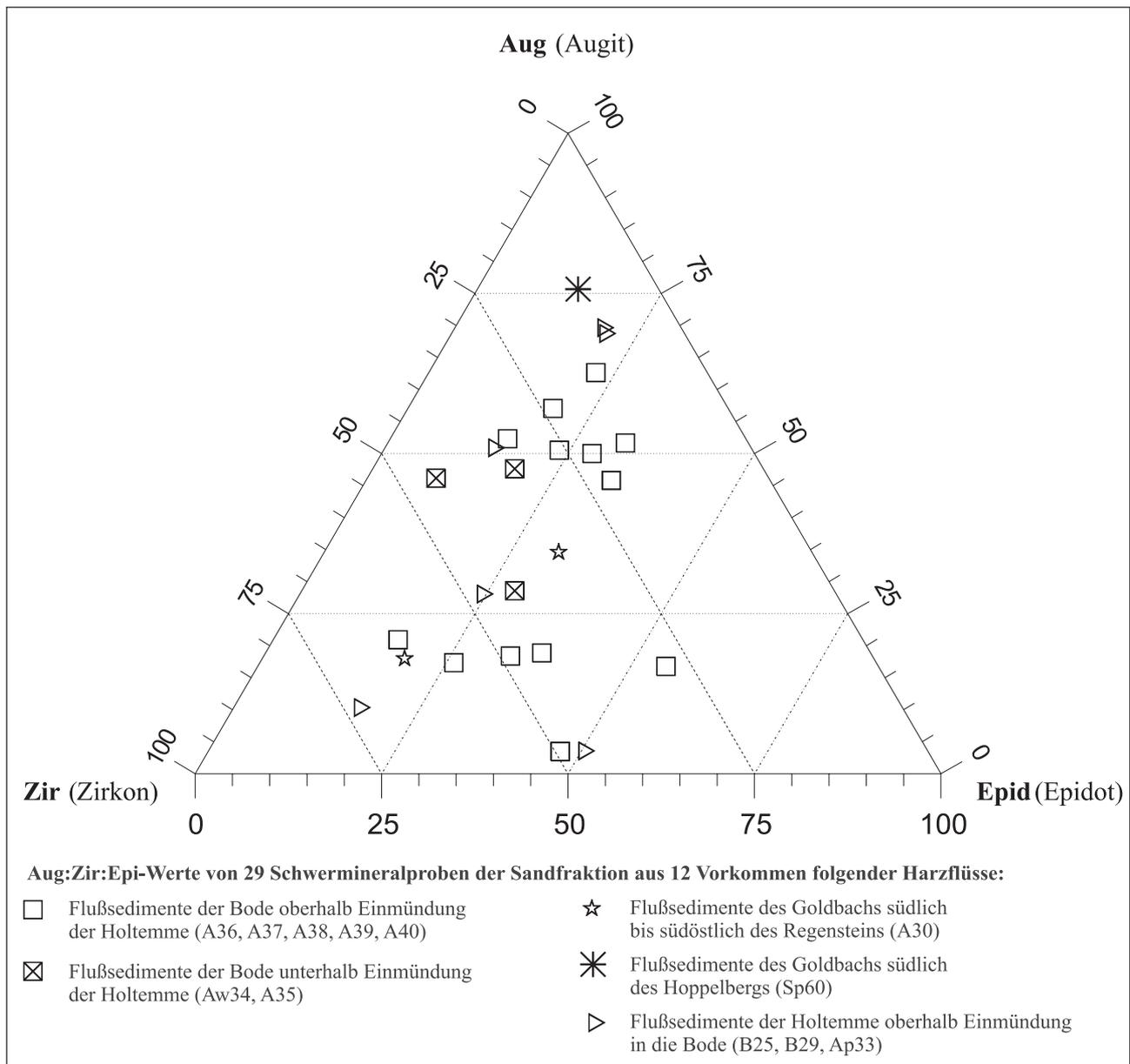


Abb. 34: Aug:Zir:Epid-Kennwerte von Schwermineralproben der Holtemme, des Goldbachs und der Bode.

mit weniger als 30% in zwei Felder (s. Abb. 34). Diese Verteilung läßt keine Tendenz zur Harzrandentfernung erkennen, da Proben einzelner Vorkommen z.T. in beiden Feldern liegen. Diese Problematik kann nach bisherigem Kenntnisstand nicht geklärt werden.

Die Vorkommen B25, B29 und Sp60 weisen für Holtemme und Goldbach die höchsten Augit-Anteile auf. Dagegen liegen die Proben des Vorkommens Ap33 im Bereich der heutigen Holtemmemündung in die Bode nach ihren geringen Augit-Anteilen im unteren Feld der Bode. Aufgrund dieser Verteilung kann das Vorkommen Ap33 der Bode zugeordnet werden.

Das bestätigt auch die Geröllführung (s. Kap. 5.1.2.), nach der eine Holtemmemündung in die Bode ein paar Kilometer westlicher als heute erfolgte.

5.2.3. Selke-Einesystem

Die Selke führt mit leichter Dominanz Zirkon, stark vertreten sind Granat, Epidot, untergeordnet treten gem. Hornblende, Augit und Orthopyroxene auf (s. Abb. 32). Dagegen dominiert in der Eine leicht Augit, stark vertreten ist Zirkon, untergeordnet treten Epidot, Granat und gem. Hornblende auf. In der Abb. 32 nicht dargestellt, tritt als charakteristisches Einemineral (Ulrich, 2001) untergeordnet Oxy-Hornblende auf (s. Kap. 11.3.)

Für Selke und Eine sind Zirkon, Epidot und Augit von Bedeutung. Für die Zuordnung der Flußsedimente zu den Harzflüssen wird der **Aug:Zir:Epid-Kennwert** gewählt (Erklärung s. Abb. 35).

Generell weisen die Proben der Eine in den Vorkommen A50, A51 und A52 eine große Streuung zwischen hohen und geringen Augit-Anteilen auf (s. Abb. 35). Hierbei besitzt das Vorkommen A50 westlich Aschersleben die geringsten Augit-Anteile. Dagegen ist die Selke in allen Vorkommen (B42, B43, A44, A46, B47, B48) durch niedrige Augit-Anteile gekennzeichnet. Die Proben dieser Vorkommen streuen im Diagramm so stark, daß eine weitere Deutung im Selkelauf nicht erkennbar ist. Bemerkenswert sind die Proben des Eine-Vorkommens A50, die mit ihren geringen Augit-Anteilen im Feld der Selke liegen. Das läßt die Aussage zu, daß diese geringen Augit-Anteile auf einem Selkezufluß beruhen. Allerdings steht diese Aus-

sage im Widerspruch zur paläozoischen Geröllführung, nach der das Vorkommen A50 nur der Eine zugeordnet wird (s. Kap. 5.1.3.). Eine Erklärung für die geringen Augit-Anteile im Vorkommen A50 wäre, daß in der Sandfraktion vermehrt umgelagerte Schmelzwassersedimente vorliegen. Hierbei wird durch höheren metamorphen Anteil der Augit-Anteil zurückgedrängt. Eine weitere Ausnahme mit sehr hohen Augit-Anteilen bildet die Probe aus dem obersten Bereich des Selke-Vorkommens A46. Hiernach läßt sich im obersten Bereich der Abfolge ein Einezufluß annehmen. Dies würde die Annahme von Weissermel (1930) bestätigen, der aufgrund einer auffälligen Talung nahe des Vorkommens A46 aus südöstlicher Richtung einen kurzzeitigen Einezufluß in die Selke interpretierte. Dagegen stehen allerdings die Befunde der paläozoischen Geröllführung, die im obersten Bereich dieser Abfolge keinen Einezufluß erkennen lassen (s. Kap. 5.1.3.).

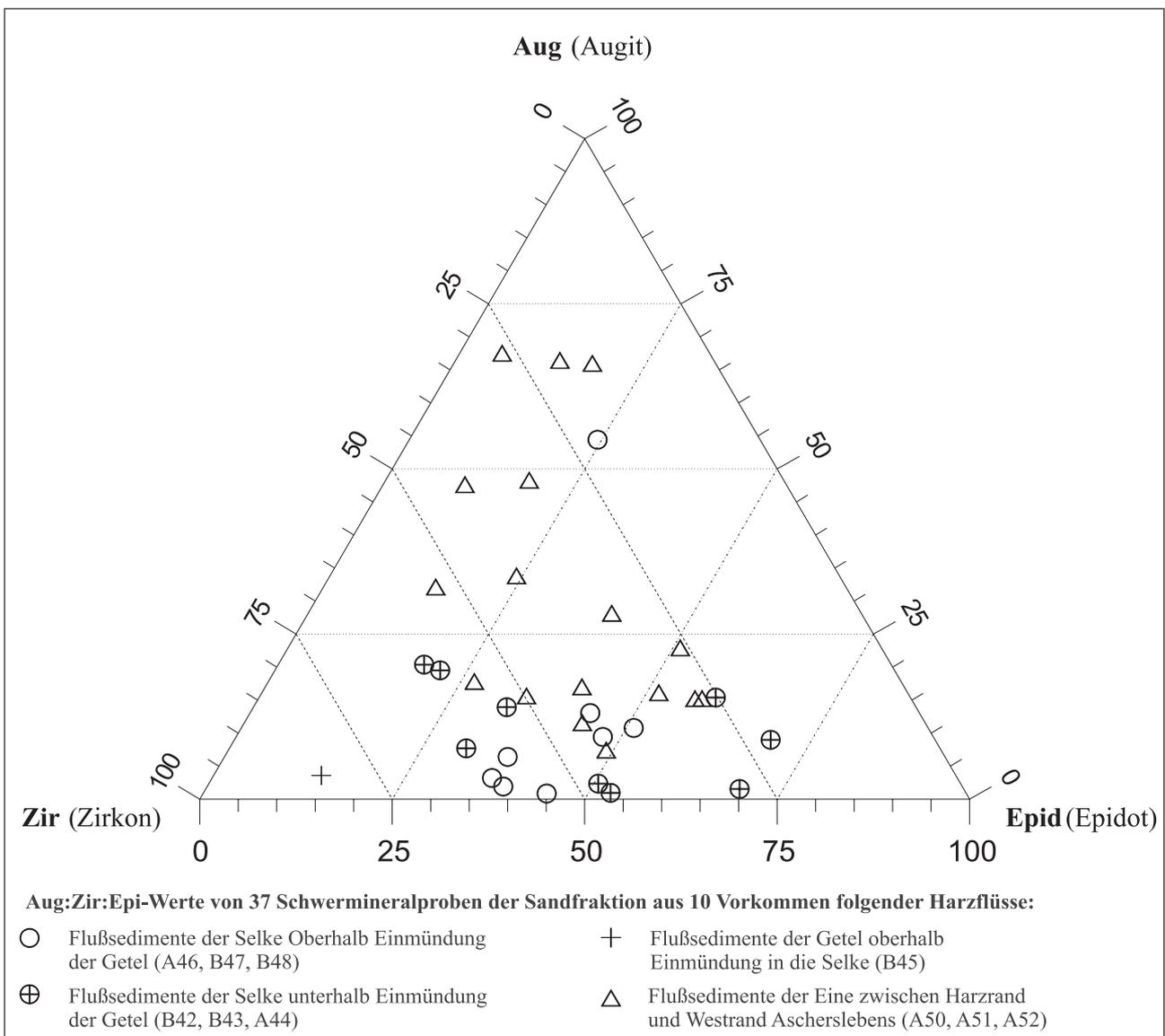


Abb. 35: Aug:Zir:Epid-Kennwerte von Schwermineralproben der Selke und Eine.

5.2.4. Vergleich von Schwermineral- und Geröllführung

Bei der Zuordnung der Flußsedimente zu ihren Harzflüssen bestehen zwischen den Ergebnissen der Schwermineral- und Geröllführung z.T. eine Übereinstimmung, was sich zwanglos auf die Schwermineralführung der als Gerölle auftretenden Liefergesteine im Harz zurückführen läßt (s. Abb. 36). Die hohen Augit-Anteile von Holtemme, Goldbach und Bode fallen mit dem hohen Diabas-Eintrag zusammen. Auch die Orthopyroxene der Ecker decken sich mit Gabbro-Gehalte. Dies stimmt mit Untersuchungen von Henningsen (1983, 1997) und Ulrich (2001) überein, die den Großteil der Augite und Orthopyroxene auf den Eintrag von Harzgesteinen zurückführten. Ebenso die in der Ecker auftretenden hohen gem. Hornblende-Anteile, die sonst aus dem Norden abzuleiten sind (s. Kap. 2.3.), können hier z.T. auf die Gabbrogesteine im Harz zurückgeführt werden (Schmidt, 1992). Hier sind besonders die "Harz-Hornblenden" zu nennen (Schmidt, 1992; Ulrich, 2001). Allerdings wurden die "Harz-Hornblenden" bei der Auswertung von Ulrich (2001) nicht gesondert ausgezählt, sondern dem gem. Hornblende-Anteil zugerechnet. Dagegen steht der hohe Augit-Anteil in der Eine in einem scheinbaren

Widerspruch zu deren untergeordneten Diabas-Gehalte. Denn hier können die hohen Augit-Anteile nur den untergeordneten Diabas-Gehalten zurückgeführt werden. Allerdings kann beim Augit nicht ausgeschlossen werden, das hiervon ungewisse Anteile eine Herkunft aus aufgearbeiteten, überwiegend altquartärzeitlichen Tuffen aus dem ?Eifelgebiet haben können (Henningsen, 1980). Dies könnte auch für die Oxy-Hornblenden gelten, deren Liefergestein sonst (spilitisierter) Diabas angesehen wird (Ulrich, 2001). Beim Rammelsbach können die hohen Zirkon-Anteile auf untergeordneten Ilsesteingranit-Eintrag zurückgeführt werden. Die Zirkone, Granate und Epidote in Bode, Selke und Eine werden aus deren hohen Grauwacken-Eintrag hergeleitet. Allerdings sind die Schwermineralen Granat und Epidot auch in anderen Harzflüssen stark vertreten. Somit ist die Herleitung von Granat und Epidot für das Arbeitsgebiet unsicher. Hier gilt die Auffassung von Henningsen (1997), daß bei einigen Schwermineralen wie Granat und Epidot nicht entschieden werden kann, ob diese aus Skandinavien oder dem Harz stammen.

Harzfluß	maßgebliche Schwermineralkomponente (s. Kap. 5.2.1.; 5.2.2.; 5.2.3.)	herzuleitende Geröllkomponente (s. Kap. 5.1.1.; 5.1.2.; 5.1.3.)
Ecker	Orthopyroxene Zirkon	untergeordnet Gabbro Ilsesteingranit
Rammelsbach	Zirkon	untergeordnet Ilsesteingranit
Holtemme-Goldbach	Augit	Diabas
Bode	Augit Granat Zirkon	Diabas Grauwacke ? Grauwacke ?
Selke	Zirkon, Epidot und Granat	Grauwacke ?
Eine	Augit	untergeordnet Diabas

Abb. 36: Schwermineralführung von Harzflüssen im Vergleich zu ihrer Geröllführung.

6. URSACHEN FÜR FLUSSLAUFÄNDERUNG UND TALBILDUNG

Auf die Frage nach der Ursache für Flußlaufänderung und Talbildung der Harzflußsysteme und der damit verbundenen morphologischen Herausprägung der Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente im Bergland wird in dieser Arbeit nur im Ansatz eingegangen. Die in dieser Arbeit angewendeten Untersuchungsmethoden werden beide Fragen nicht zufriedenstellend klären können.

Flußlaufänderung

Flußlaufänderungen können im nordöstlichen Harzvorland ihre Ursache in mittelpleistozänen tektonischen Hebungen haben, wie z.B. vorgeschlagen für das Gebiet Großer Fallstein (Feldmann, 2002) oder den Bereich der Blankenburger Kreidebucht (Weisermel, 1930). Ähnliche Auffassungen vertraten auch Grupe (1916) und Jordan (1995), die im Südharz, Raum Osterode, die Flußlaufänderungen auf mittel- und jungpleistozäne Harzhebung zurückführten.

Weitere Ursachen für Flußlaufänderungen können im Zusammenspiel mit den elster- und saalezeitlichen Inlandvereisungen gesehen werden, die z.B. im Innerstegebiet zu einer saalezeitlichen Laufverlegung führten (Bombien, 1987). Auch wenn Angaben zur Mindestdicke des nordischen Inlandeises bislang unsicher sind, so gibt es Hinweise dafür, daß die Eisoberfläche im nordöstlichen Harzvorland höher als 300 m ü. NN gelegen haben muß. Hierzu zählen z.B. die "Gletschertöpfe" im Huy, die in einer Höhe von ca. 280 m ü. NN anzutreffen sind (Groetzner, 1998). Zu ähnlichen Ergebnissen kam auch Kaltwang (1992) auf niedersächsischer Seite, wo nach am nördlichen Harzrand die Geschiebegrenze in relativ großen Höhen zwischen 260 bis 300 m ü. NN beobachtbar ist. Allerdings ist die stratigraphische Deutung der "Gletschertöpfe" oder Geschiebegrenze im einzelnen unklar. Dennoch gab Feldmann im nördlichen Harzvorland (2002) aufgrund dieser und ähnlicher Hinweise für Eismächtigkeiten folgende Werte eine Abschätzung an:

- am Harzrand 50-70 m
- in 10 km Entfernung über 160 bis 180 m
- in 15 km Entfernung über 200 m

Demnach kann beim Höchststand der saalezeitlichen Vereisung den Harzflüssen eine "massive Eisfront" gegenüber gestanden haben, so daß nach Vorstellung von Bombien (1987) während dieser Zeit das gesamte Flußsystem im nördlichen Harzvorland stillgelegt bzw. umgeleitet war. Zur ähnlichen Auffassung kam auch Feldmann (2002), der bei der Maximalausdehnung des drenthezeitlichen Eises einen eisrand- und zugleich harzrandparallelen Abfluß der Schmelzwässer aus Norden und Flußwässer aus Süden annahm. Denkbar ist auch, daß nach Abschmelzen des

saalezeitlichen Inlandgletscher Flußtalstrecken teilweise durch Toteis oder Schmelzwassersedimente blockiert waren, so daß die Harzflüsse auf neue Wege umgelenkt wurden (Bombien, 1987).

Talbildung

In den pleistozänen Kaltzeiten kam es begleitend zu den Inlandvergletscherungen zu starken Meeresspiegelabsenkungen bis 150 m (Plint et al. 1992). Lüttig (1955a) sah in den Meeresspiegelschwankungen den Auslöser für die Erosion der Flußtalungen. Aber experimentelle Untersuchungen von Gemankowski (1989) und Koss (1992) zeigten, daß bei Flüssen als "Zopfstrom-Systemen" sich die Veränderung des Meeresspiegels nur auf den Küstenbereich und den Unterlauf eines Flusses auswirkt. Flüsse als "mäandrierende Systeme" glichen die Meeresspiegelabsenkung und das damit verbundene steilere Talprofil im Unterlauf durch Zunahme der "Fluß-Kurvigkeit" in Bezug auf die Flußlänge aus (Schumm, 1993). So wird die Ursache für Erosion der Talungen im Oberlauf, also hier im nordöstlichen Harzvorland, auf tektonische Hebung und Wechsel von Klimabedingungen zurückgeführt (Marriott, 1999).

Die Meinungen darüber gehen weit auseinander, welches Klima im Mittelpleistozän zur Talbildung der Harzflußsysteme geführt hat: Haben die mittelpleistozänen Talbildungen in den Warmzeiten (Ahnert, 1996) oder unter periglaziären Bedingungen am Anfang der Kaltzeiten, dem feuchtkalten Frühglazial, stattgefunden (Büdel, 1969, 1981; Vandenberghe, 1993)? Unbestritten ist dagegen, daß es während des trockenkalten Hochglazials zur Aufschotterung kam (Büdel, 1969, 1981; Vandenberghe, 1993). Besonders Büdel (1969, 1981) und Vandenberghe (1993) sahen im Wechsel der Klimabedingungen, den Wechsel von erosiven zu sedimentären Verhalten eines Flusses.

Als Schlußfolgerung stellt sich die Frage, inwieweit spielte eine mittelpleistozäne Hebung des Harzes oder Teilbereiche des nördlichen Harzvorlands für die Talbildung eine Rolle? Oder ist die Talbildung der Harzflüsse nur eine Antwort auf die tektonische Hebung des Harzes, die nach Lüttig (1955b) und Walter (1992) am Ende des Pliozäns abgeschlossen war?

7. REKONSTRUKTION DES MITTELPLEISTOZÄNEN HARZFLUSSNETZES NACH HÖHENLAGE VON FLUSSTERRASSEN

Mit Hilfe der Höhenlage von Flußterrassen wird das stratigraphische Alter der Harzflußsedimente bestimmt. Hierbei sollen die Harzflußsedimente in Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente untergliedert und von Niederterrassensedimenten abgegrenzt werden. In Norddeutschland lassen sich im Bergland die Terrassensedimente nach ihrer Höhenlage zu ihren Flüssen in vereinfachter, klassischer Gliederung (s. Abb. 4) zu einer der drei nachgewiesenen Kaltzeiten mit Inlandvereisungen zuordnen (Bombien, 1987; Eissmann, 1994, 1997; Knoth, 1964; Lüttig, 1955a, 1958, 1960; Piper, 1995; Weissermel 1930; Weymann, 1997; Feldmann, 2002):

Niederterrassensedimente	= Weichselzeit
Mittelterrassensedimente	= frühes Drenthe-Stadium der Saalezeit
Oberterrassensedimente	= frühe Elsterzeit und älter

Mit Hilfe der Höhenlage werden im Arbeitsgebiet 57 Vorkommen eingestuft, die nach Sedimentmerkmalen (s. Kap. 3.1.), Geröll- (s. Kap. 3.2.) und Schwermineralbestand (s. Kap. 3.3.) als Flußsedimente gelten. Nach der Höhenlage werden 5 Vorkommen als Oberterrassensedimente, 48 Vorkommen als Mittelterrassensedimente und 2 Vorkommen als Niederterrassensedimente gedeutet (s. Abb. 37). Bei 2 Vorkommen B18 und B45 (umgelagerte Flußsedimente) konnte keine sichere stratigraphische Bestimmung erfolgen und postsedimentäre tektonische Senkungen wurden im Bereich dieser Vorkommen ausgeschlossen. Bei den Mittelterrassensedimenten weisen 14 Vorkommen keinen nordischen Geröllanteil auf. Damit ist eine geröllanalytische Abgrenzung von nordisch-freien Flußsedimenten der Oberterrassen- gegen Mittelterrassenzeit nicht möglich. Derartige Sediment-Vorkommen können nur nach ihrer Höhenlage datiert werden. Dennoch spricht bei den 14 Vorkommen ihre Höhenlage zwischen 8,0 bis 25,0 m ähnlich wie bei Vorkommen mit nordischen Geröllanteil deutlich für eine mittelterrassenzeitliche Ablagerung. Dagegen weisen 5 Vorkommen ohne nordischen Geröllanteil eine Höhenlage von 35,0 bis 45,0 m auf. Diese Ablagerungen werden als Oberterrassensedimente gedeutet. Bombien (1987) beschrieb ein Oberterrassensediment-Vorkommen westlich der Oker, das 70,0 m über dem nächsten Vorfluter liegt.

Ein weiteres Oberterrassensediment-Vorkommen westlich der Oker konnte südlich von Gilde bei einer vorläufigen Geländebegehung festgestellt werden. Es liegt 50,0 m über dem nächsten Vorfluter (frdl. Mitt. Groetzner, 2001).

7.1. Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem

Im Bereich Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem werden 27 Vorkommen nach ihrer Höhenlage zu ihren heutigen Harzflüssen in Beziehung gesetzt. Der heutige Rammelsbach tritt bei etwa 290 m ü. NN aus dem Harz heraus und stellt den höchstgelegenen Vorfluter im Arbeitsgebiet dar. Die heutige Ilse und Ecker treten dagegen etwa bei 270 m ü. NN aus dem Harz heraus.

Ecker

Die Höhenlage von Terrassenvorkommen der Ecker über Talaue wird auf unterschiedliche Flußläufe bezogen (s. Abb. 38). Im Süden bis südlich des Vorkommens B12 verläuft die Profillinie längs der heutigen Ecker. Danach wird die heutige Stimmecke, die in der auffälligen nach Norden zur heutigen Ilse verlaufende Talung fließt, bis knapp nördlich vom Vorkommen A4 als Bezug gewählt. Nördlich davon bis zur Mündung ins Große Bruch liegt die Profillinie längs der heutigen Ilse. Im Bereich der Ecker besit-

Höhenlage (m) über Talaue	Terrassensedimente	Vorkommen ohne nordischen Geröllanteil	Vorkommen mit nordischen Geröllanteil
-5,0 - 0,0	?	1	1
0,0 - 1,0	Niederterrassensedimente	2	
8,0 - 15,0	Mittelterrassensedimente	10	23
16,0 - 25,0		4	9
27,0 - 28,0			2
35,0 - 45,0	Oberterrassensedimente	5	

Abb. 37: Überblick der Höhenlage über Talaue aller Terrassensediment-Vorkommen des Arbeitsgebiets.

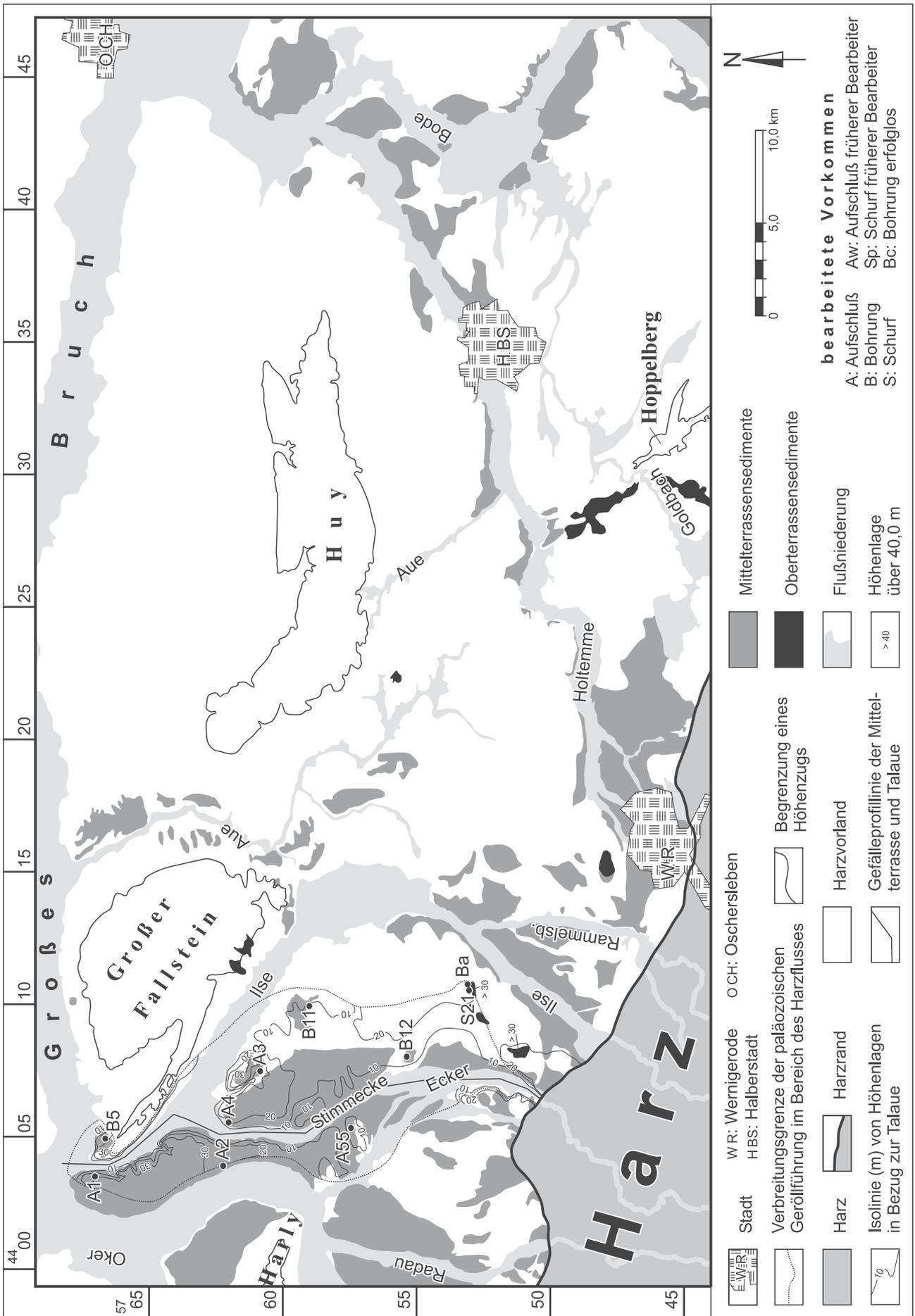


Abb. 38: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Ecker zugeordnet werden.

zen die Vorkommen B11, S21 und A55 keinen nordischen Geröllanteil (s. Kap. 3.2.). Dagegen weisen die Vorkommen A1, A2, A3, A4, B5 und B12 einen nordischen Geröllanteil auf (s. Kap. 3.2.). Somit werden nach der Isolinienkarte diese Vorkommen (A1, A2, A3, A4, B5, B12) mit ihrer Höhenlage von 15,0 bis 25,0 m als Mittelterrassensedimente gedeutet. Hierzu passen auch die Vorkommen B11 und A55 mit ihrer Höhenlage von 10,0 bis 12,0 m. Bisher wurde das Vorkommen B11 nach Behrend (1929) als Oberterrassensediment angesehen. Dagegen liegt das Vorkommen S21 mit 35,0 m zu hoch für Mittelterrassensedimente (s. Abb. 37) und es wird daher als Oberterrassensediment interpretiert. Mit diesem Vorkommen S21 wird für die Ecker in Harzrandnähe zur Oberterrassenzeit ein östlicherer Abfluß als heute angedeutet.

Die Ecker-Mittelterrasse zeigt nach der Gefällekurve stromauf des Vorkommens B12 mit einer Höhe von 5,0 m eine deutlich niedrige Anomalie (s. Abb. 39). Flußabwärts steigt die Höhe in den Vorkommen B12, B11 und A55 auf 10,0 bis 12,0 m. Weiter stromab geht diese in den Vorkommen A2 und A3 auf 20,0 m und liegt in den Vorkommen A1 und A5 am Nordwestrand des Großen Fallsteins mit 25,0 m am höchsten.

Die Höhenlage von 5,0 m stromauf des Vorkommens B12 ist zu hoch für Niederterrassensedimente (s. Abb. 37), denn nach Untersuchungen von Bombien (1987) ist die Niederterrasse identisch mit der "Flußniederung". Daher wird die niedrige Höhe auf nachträgliche Erosion des oberen Bereichs der mittelterrassenzeitlichen Abfolge zurückgeführt. Ab dem Vorkommen A55 verläuft die Gefällekurve der Mittelterrasse gleichmäßiger: Dagegen wird das Gefälle der Talaue

stärker, so daß die Höhenlage der Mittelterrasse bis zum Vorkommen A1 ansteigt. Ursache hierfür ist, daß diese alten Ecker-Vorkommen (A1, A3, A4, A5) im Bereich der heutigen Ilse liegen. Weiteres hierzu folgt unten.

Schlußfolgernd ist zu sagen, daß nach Isolinienkarte (s. Abb. 38) und Gefälleprofil (s. Abb. 39) die Ecker zur Mittelterrassenzeit einen Abfluß im Bereich der Stimmecke und östlich davon besaß. Hierzu zählt besonders das östlich gelegene Vorkommen B11, das heute zwischen Stimmecke und Ilse liegt. Im weiteren Verlauf floß die Ecker am Nordwestrand des Großen Fallsteins entlang. Unklar ist allerdings, wann die postmittelterrassenzeitliche Laufänderung zum heutigen Eckerlauf stattfand. Dagegen lag der Abfluß der Ecker zur Oberterrassenzeit in Harzrandnähe noch östlicher als heute. Dies wird mit dem Vorkommen S21 zwischen heutiger Ecker und Ilse dokumentiert.

Ilse-Rammelsbachsystem

Die Höhenlage von Terrassenvorkommen des Ilse-Rammelsbachsystems wird auf unterschiedliche Flußläufe bezogen (s. Abb. 40). Bis zum Vorkommen S10 verläuft die Profillinie längs der heutigen Ilse. Ab Vorkommen S10 wird die heutige Aue zwischen Huy und Großem Fallstein bis zum Großen Bruch als Profillinie gewählt. Im Bereich des Ilse-Rammelsbachsystems weisen die Vorkommen B13, B14, B16, A17, B18, S22, S23 und S24 keinen nordischen Geröllanteil auf (s. Kap. 3.2.). Dagegen besitzen die Vorkommen A7, A8, A9 und S10 nordischen Geröllanteil (s. Kap. 3.2.). Die Vorkommen mit nordischem Geröllanteil werden nach der Isolinienkarte mit ihrer

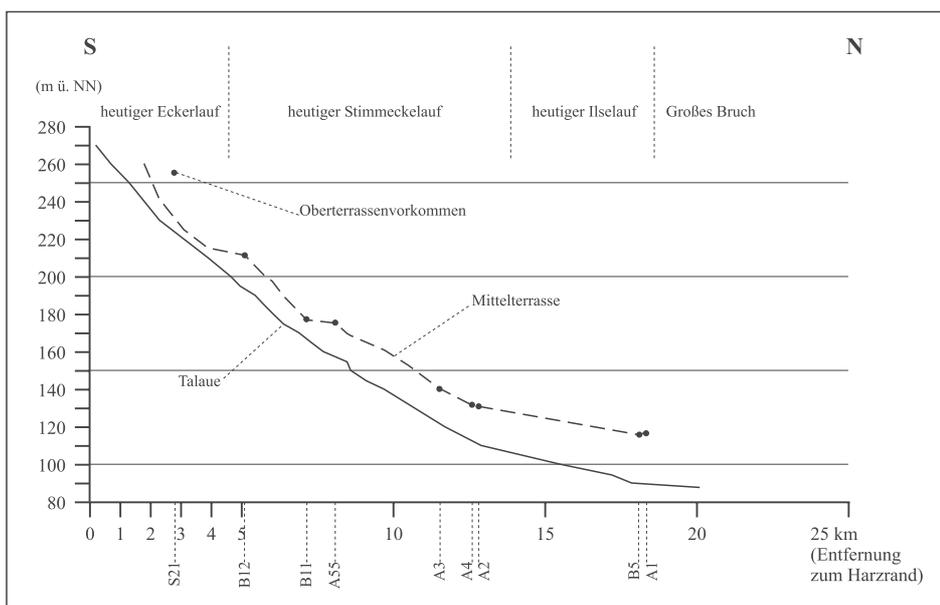


Abb. 39: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Ecker vom Harzrand, längs der Stimmecke bis zum Großen Bruch (6,25fach überhöht).

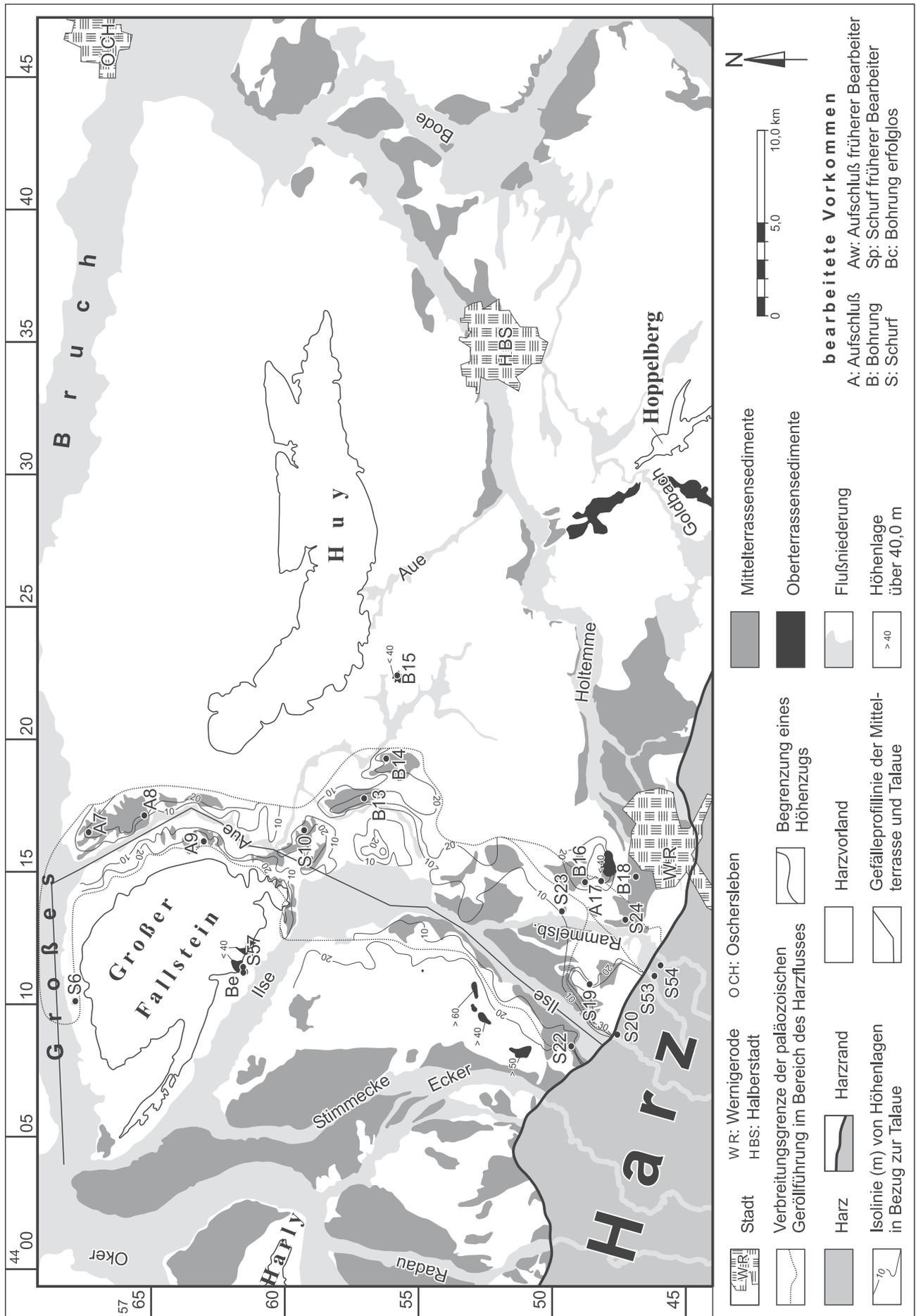


Abb. 40: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talau, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Ilse-Rammelsbachsystem zugeordnet werden.

Höhenlage bis 25,0 m als Mittelterrassensedimente gedeutet (s. Abb. 40). Somit können auch die Vorkommen B13, B14, S22 und S23 mit ihrer Höhenlage zwischen 10,0 bis 25,0 m ebenfalls als mittelterrassenzeitlich eingestuft werden. Besonders die 10,0 m-Höhenlinie beim Vorkommen S23 weist für die Ilse zur Mittelterrassenzeit im Bereich des heutigen Rammelsbachzufluß auf einen östlicheren Verlauf hin. Dies wird durch die paläozoische Geröllführung im Vorkommen S23 bestätigt (s. Kap. 5.1.1.). Dagegen können die isolierten, heute flußfernen Vorkommen B15 südlich des Huys und S57 am Südrand des Großen Fallsteins mit ihrer großen Höhenlage von über 45,0 m nur in die Oberterrassenzeit gestellt werden (s. Abb. 37). Dies deutet auch die paläozoische Geröll- (s. Kap. 5.1.1.) und Schwermineralführung (s. Kap. 5.2.1.) an, wonach es sich bei den Ablagerungen nicht ausschließlich um Sedimente des Ilse-Rammelsbachsystems handelt, sondern um eine Mischung mit Komponenten des Holtemme-Goldbachsystems. Damit erfolgt eine Umdeutung dieser Vorkommen, die von Schroeder & Behrend (1929a) und Behrend (1929) als Mittelterrassensedimente angesprochen wurden.

In Harzrandnähe liegt nach der Gefällekurve die Höhenlage der Ilse-Mittelterrasse im Vorkommen S20 südlich des Harzrandes bei 14,0 m und im Vorkommen S22 nördlich des Harzrandes bei 20,0 m (s. Abb. 41). Bis zur Einmündung des heutigen Rammelsbachs sinkt diese im Vorkommen S23 auf unter 10,0 m. Flußabwärts steigt die Höhenlage der Mittelterrasse im Vorkommen S10 auf 15,0 m. Weiter stromab liegt diese in den Vorkommen B13 und B14 bei 25,0 m und bleibt bis zum Vorkommen S6 am Südrand des Großen Bruchs auf ähnlichem Niveau.

Die Gefällekurven von Mittelterrasse und Talaue verlaufen im Ilse-Rammelsbachsystem vom Harzrand bis zum Vorkommen S10 parallel zueinander (s. Abb. 41). Die niedrige Höhenlage des Mittelterrassenvorkommens S23 wird auf nachträgliche Erosion des oberen Bereichs der mittelterrassenzeitlichen Abfolge zurückgeführt. Unterhalb des Vorkommens S10 gehen die beiden Kurven mit zunehmender Harz Entfernung bis zum Vorkommen S6 leicht auseinander. Ursache hierfür ist, daß die Kurve der Talaue ein stärkeres Gefälle aufweist. Aufgrund dieser Tatsache muß im Bereich der Vorkommen S6, A7, A8 und A9 eine postmittelterrassenzeitliche Hebung stattgefunden haben oder diese Vorkommen verdanken ihre größere Höhenlage über Talaue einer anders bedingten besonderen intensiven Erosion im heutigen Auetal. Weiteres hierzu folgt unten.

Im Rammelsbach enthalten die Vorkommen B16, A17 und S24 zwischen Harzrand und der heutigen Einmündung in die Ilse keine nordischen Geröllkomponenten. Diese Vorkommen liegen mit einer Höhenlage von 8,0 bis 20,0 m über Talaue in "Mittelterrassenposition" (s. Abb. 41). Die niedrige Höhenlage von 8,0 m im Vorkommen S24 wird auf nachträgliche Erosion zurückgeführt. Allerdings ist östlich des Vorkommens A17 auf dem Gipfel eines Hügels paläozoisches Geröllmaterial als Kiesstreu beobachtbar. Diese Kiesstreu liegt 13,0 m höher als das Vorkommen A17 und weist somit eine Höhenlage von 33,0 m über Talaue auf. Danach wird die Kiesstreu auf dem Gipfel als Relikt eines Oberterrassensediments gedeutet. Bemerkenswert ist die Lage des Vorkommens B18 westlich des heutigen Rammelsbachs auf einer abfallenden Geländeoberfläche in Richtung Holtemme. Dieses Vorkommen liegt nach seiner Höhenlage 5,0 m tiefer als der 2,2 km entfernte Rammelsbach. Eine Erklärung hierfür kann nach bisherigem Untersuchungsstand nicht geliefert werden.

Schlußfolgernd ist zu sagen, daß die mittelterrassenzeitliche Ilse im Bereich des heutigen Rammelsbachzuflusses einen östlicheren Verlauf besaß und der damalige Zufluß des Rammelsbachs nach der paläozoischen Geröllführung weiter stromab im Bereich des Vorkommens B14 erfolgte (s. Kap. 3.1.1.). Flußabwärts läßt sich der mittelterrassenzeitliche Verlauf des Ilse-Rammelsbachsystems östlich und nördlich des Großen Fallsteins weiterverfolgen. Dagegen werden die Vorkommen B15 südlich des Huys und S57 am Südrand des Großen Fallsteins mit ihren Höhenwerten von 45,0 m in die Oberterrassenzeit gestellt. Damit ergibt sich für die Oberterrassenzeit gegenüber heute ein vom Harzrand bis südlich des Huys gerichteter Abfluß des Ilse-Rammelsbachsystems. Aus Südosten erfolgte ein Zufluß des Holtemme-Goldbachsystems. Dieser gemeinsame weitere Lauf des Ilse-Rammelsbach- und Holtemme-Goldbachsystems lag südlich des Großen Fallsteins in Richtung Nordwesten.

Damit kann die offene Frage aus dem Kapitel 5.1.1. beantwortet werden, wonach die Vorkommen A7, A8 und A9 in der Geröllführung einen schwächeren Einfluß des Holtemme-Goldbachsystems als die Vorkommen B15 und S57 aufweisen. Dieser schwächere Einfluß in den Mittelterrassensediment-Vorkommen A7, A8 und A9 wird auf Umlagerung stromauf gelegener Oberterrassensedimente des Ilse-Rammelsbach- und Holtemme-Goldbachsystems zurückgeführt.

Nach dem Gefälleprofil der Ilse läßt sich die Mittel-terrasse ohne auffälligen Höhengsprung vom Harz zum nördlichen Vorland verfolgen (s. Abb. 41). Hier muß der Vorstellung von Hövermann (1950) widersprochen werden, der aufgrund von Höhengsprüngen zwischen Terrassenvorkommen im Harz und im Harzvorland eine postmittelterrassenzeitliche Harzhebung annahm. Allerdings beobachtete Feldmann (2002) im Verlauf der Gefällekurven des Ilse-Rammelsbachsystems mit abnehmender Harzentfernung eine Zunahme der Höhendifferenz zwischen Mittelterrasse und der Tal-
 aue. Hieraus folgerte Feldmann (2002) eine postmittelterrassenzeitliche Harzhebung. Die Beobachtungen von Feldmann (2002) können nicht bestätigt werden. Vielmehr läßt sich im Gefälleprofil des Ilse-Rammelsbachsystems der umgekehrte Fall erkennen, also mit zunehmender Harzentfernung eine Zunahme der Höhendifferenz zwischen Mittelterrasse und der Tal-
 aue. Damit erscheint eine postmittelterrassenzeitliche Harzhebung fragwürdig. Dennoch ist die Höhenlage der Mittelterrassensediment-Vorkommen von Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem, die im Randbereich des Großen Fallsteins liegen, im Vergleich zu anderen Harzflüssen um 10,0 m höher (s. Kap. 7.2. und 7.3.). Feldmann (2002) interpretierte diese große Höhenla-

ge als Folge einer postmittelterrassenzeitlichen Hebung des Großen Fallsteins. Besonders der eigene Befund, der nicht parallele Verlauf der Gefällekurven für Mittelterrasse und Talaue mit zunehmender Harzentfernung, könnte diese Annahme unterstützen. Allerdings wird in dieser Arbeit die Ursache der zu großen Höhenlage auf das unterschiedliche Erosionsverhalten von Ecker, Ilse-Rammelsbachsystem und der Aue in der markanten Talung östlich des Großen Fallsteins zurückgeführt:

a) Höhenlage von Mittelterrassenvorkommen in der heutigen Ilse-Talung südlich des Großen Fallsteins.

Für die Ecker-Vorkommen A1, A3, A4 und A5 war die postmittelterrassenzeitliche Laufänderung des Ilse-Rammelsbachsystems in das heute bestehende Ilse-Bett bedeutsam. Die fand im Zusammenspiel mit dem nordischen saalezeitlichen Inlandeis statt. Als das nordische Inlandeis in der Rückschmelzphase zwischen Großem Fallstein und Huy lag, wurden nach Süden hin mächtige Schmelzwassersedimente abgelagert (s. Abb. 5). Hierbei wurde der Abfluß des Ilse-Rammelsbachsystems südöstlich des Großen Fallsteins nach

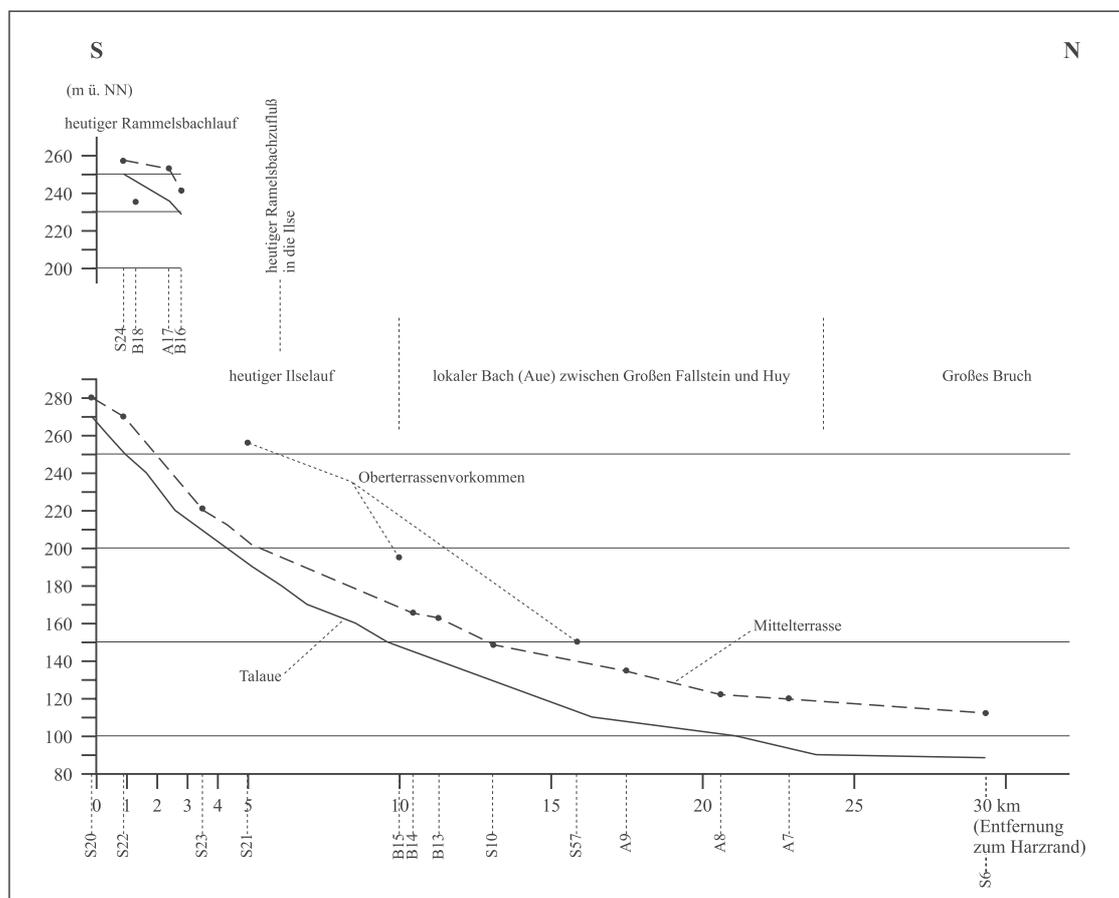


Abb. 41: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue des Ilse-Rammelsbachsystems vom Harzrand entlang östlich und nördlich des Großen Fallsteins (6,25fach überhöht).

Norden versperrt und am Südrand des Großen Fallsteins zur Oker umgeleitet. Hieraus ergab sich für das Ilse-Rammelsbachsystem zur Oker eine Laufverkürzung von etwa 11,0 km. Diese Laufverkürzung erzeugte für das Flußsystem ein stärkeres Gefälle und somit eine stärkere Erosion im neuen Flußlauf. Nach dieser Vorstellung wird für das Ilse-Rammelsbachsystem gegenüber der Ecker ein stärkeres Erosionsverhalten angenommen. Dies führte für die Mittelterrassensediment-Vorkommen der Ecker scheinbar zu großen Höhenlagen.

b) Höhenlage von Mittelterrassenvorkommen im Auetal zwischen Großen Fallstein und Huy

Für die Ilse-Rammelsbach-Vorkommen S6, A7, A8 und A9 ist die Lage des nordischen Inlandeises zwischen Großem Fallstein und Huy bedeutsam. Hier könnten nach Norden ins heutige Große Bruch subglazial abfließende Schmelzwässer mit großer Erosionswirkung die markante Talung der späteren Aue geschaffen haben. Die große Erosionswirkung führte auch zur größeren Höhenlage der Mittelterrassenvorkommen östlich und nördlich vom Großen Fallstein. Dies erfolgte wahrscheinlich zum Zeitpunkt, als das Große Bruch in der Saalezeit als subglaziale Rinne diente (Feldmann et al., 2001) und die nach Norden subglazial fließenden Schmelzwässer sich auf das Höhengniveau der Rinne einstellten.

7.2. Holtemme, Goldbach und Bode

Im Bereich Holtemme, Goldbach und Bode werden 18 Vorkommen nach ihrer Höhenlage zu ihren Harzflüssen in Beziehung gesetzt. Die heutige Bode tritt mit 160,0 m ü. NN aus dem Harz heraus. Dagegen verlassen die heutige Holtemme bei 240,0 m und der heutige Goldbach bei 250,0 m ü. NN den Harz.

Holtemme

Im Bereich der Holtemme besitzen die harzrandnahen Vorkommen B25, A28, S56 und S59 keinen nordischen Geröllanteil. Dagegen weisen die harzrandfernen Vorkommen B29 und Ap33 einen nordischen Geröllanteil auf. Nach der Isolinienkarte werden diese beiden Vorkommen mit ihrer Höhenlage von 15,0 m über Talaue als Mittelterrassensedimente gedeutet (s. Abb. 42). Somit können die Vorkommen B25, A28, S56 und S59 mit ihrer Höhenlage von 10,0 bis 15,0 m ebenfalls mittelterrassenzeitlich eingestuft werden. Die niedrige Höhenlage in den Vorkommen S56 und S59 wird auf eine postmittelterrassenzeitliche Erosion im oberen Bereich der Abfolge zurückgeführt. Dagegen liegt das Vorkommen B15 südlich des Huys mit seiner Höhenlage von 35,0 m in "Oberterrassen-

positon" (s. Abb. 37). Es deutet für die Holtemme einen oberterrassenzeitlichen Abfluß nach Nordwesten in Richtung südlich des Huys an. Wann und warum die Änderung des Holtemmelauflufs in die seit der Mittelterrassenzeit bis heute bestehende Abflußrichtung nach Nordosten zur Bode hin erfolgte, muß offen bleiben.

Goldbach

Im Bereich des Goldbachs besitzen die Vorkommen Sp60 und Sp61 keinen nordischen Geröllanteil. Nach der Isolinienkarte liegen diese Vorkommen 35,0 m über Talaue (s. Abb. 43). Die im Bereich des Vorkommens Sp60 anzutreffende Schichteinheit südwestlich des Hoppelbergs erhebt sich nach der geologischen Übersichtskarte von Schroeder (1930) auf über 50,0 m. Nach diesen Höhenwerten von 35,0 bis 50,0 m werden die Vorkommen Sp60 und Sp61 als Oberterrassensedimente gedeutet (s. Abb. 37). Ähnlich hoch gelegene Vorkommen lassen sich nach der geologischen Übersichtskarte (Schroeder, 1930) nordwestlich des Hoppelbergs in Richtung der heutigen Holtemme verfolgen. Hier ist in der Nähe des Vorkommens Bf an der Geländeoberfläche paläozoisches Geröllmaterial als Kiesstreu in einer Höhe von 35,0 m beobachtbar. Nach diesen Befunden wird ein oberterrassenzeitlicher Abfluß des Goldbachs bis südlich des Hoppelbergs und weiter stromab nach Nordwesten angenommen. Nach dieser Interpretation muß für den Goldbach zur Mittelterrassenzeit ein anderer Verlauf angenommen werden. Aus entsprechenden Sedimenten mit dem Vorkommen A30 besteht der von Schroeder & Dahlgrün (1927b) auskartierte Kiesstrang, der mit einer Höhenlage von 15,0 m vom Harzrand nach Nordosten verläuft (s. Abb. 43). Nach der paläozoischen Geröllführung paßt das Vorkommen A30, das heute im Bereich des Zapfenbachs liegt, auch zum Goldbach (s. Kap. 5.1.2.). Dieser Kiesstrang kann aufgrund der Höhenlage als mittelterrassenzeitlicher Verlauf des Goldbachs gedeutet werden. Dieser mittelterrassenzeitliche Abfluß nach Nordosten ist allerdings nicht ganz zweifelsfrei, denn nach Weissermel (1930) wird dieser Kiesstrang als "tiefere Terrasse" bezeichnet, die höher als die Niederterrasse des Goldbachs und Zapfenbachs liegt. Dennoch deutete Weissermel (1930) die "tiefere Terrasse" als Niederterrasse, die aufgrund nachträglicher tektonischer Hebung im Bereich der Blankenburger Kreidebucht ihre höhere Position erhielt. Nach eigenen Untersuchungen liegt dieser Kiesstrang mit dem Vorkommen A30 8,0 m über Talaue des Zapfenbachs bzw. 15,0 m über Talaue des Goldbachs. Da Hinweise für mittelpleistozäne Hebung in diesem Bereich fehlen, ist die Höhenlage des Vorkommens eindeutig zu hoch für eine Niederterrasse (s. Abb. 37). Die Höhenlage von 15,0 m paßt gut zu

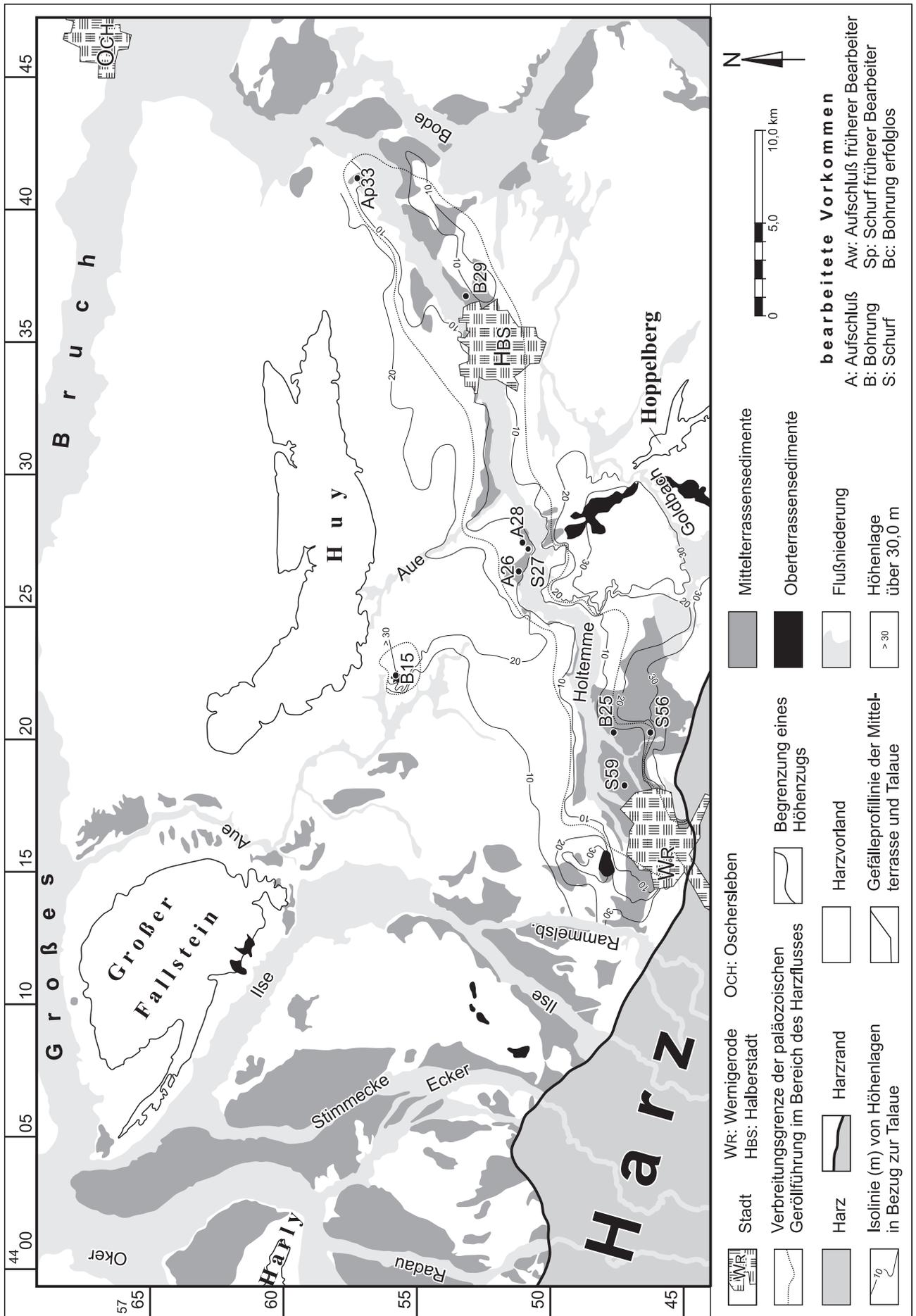


Abb. 42: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talau, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Holtemme zugeordnet werden.

einer mittelterrassenzeitlichen Ablagerung des Goldbachs. Aber ein angenommener mittelterrassenzeitlicher Goldbachzufluß in die Bode im Bereich des heutigen Zapfenbachzuflusses kann in den Geröllganglinien der Bode nicht nachvollzogen werden (s. Abb. 27).

Schlußfolgernd ist zu sagen, daß der Zufluß des Goldbachs in die Holtemme nicht, wie von Piper (1995) angenommen, in der Mittelterrassen- sondern in der Oberterrassenzeit erfolgte. Zusammen mit der Holtemme floß das Gewässer dann nach Nordwesten in den Raum südlich des Huys. Dagegen wird der mittelterrassenzeitliche Abfluß des Goldbachs nach Harzaustritt nach Nordosten in den Bereich des heutigen Zapfenbachs angenommen. Als Ursache für die postmittelterrassenzeitliche Laufänderung des Goldbachs wird die saalezeitliche Vergletscherung angenommen. Die gleiche Annahme für die postoberterrassen-

zeitliche Laufänderung zu beanspruchen wäre denkbar, aber weitaus hypothetischer.

Bode

Im Bereich der Bode besitzen bis auf das harzrandnahe Vorkommen A40 alle Vorkommen (Ap33, Aw34, A35, A36, A37, A38, A39) einen nordischen Geröllanteil (s. Kap. 3.2.). Nach der Isolinienkarte liegen alle Vorkommen mit ihrer Höhenlage zwischen 10,0 und 15,0 m über Talaue in "Mittelterrassenposition" (s. Abb. 44). Dagegen liegt das Vorkommen A32 mit seiner Höhenlage von 45,0 m zu hoch für Mittelterrassensedimente. Da die Ablagerungen des Vorkommens A32 aber auch einen nordischen Geröllanteil aufweisen (s. Kap. 3.2.), muß eine oberterrassenzeitliche Einstufung ausgeschlossen werden. Weiteres hierzu siehe Kap. 4.2.1. Wie es die paläozoische Geröllführung andeutet (s. Kap. 5.1.2.), war in der

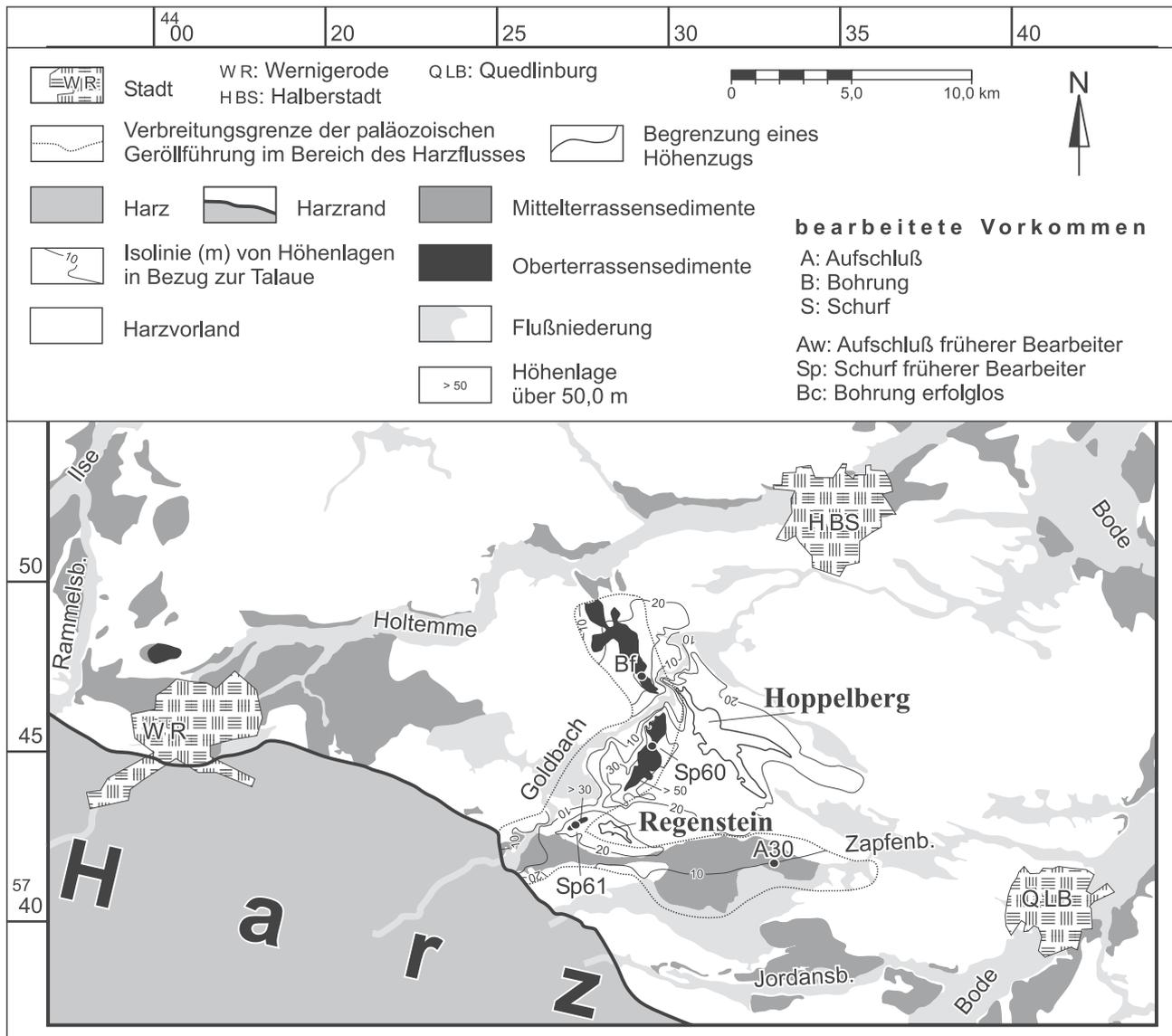


Abb. 43: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talaue, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Goldbach zugeordnet werden.

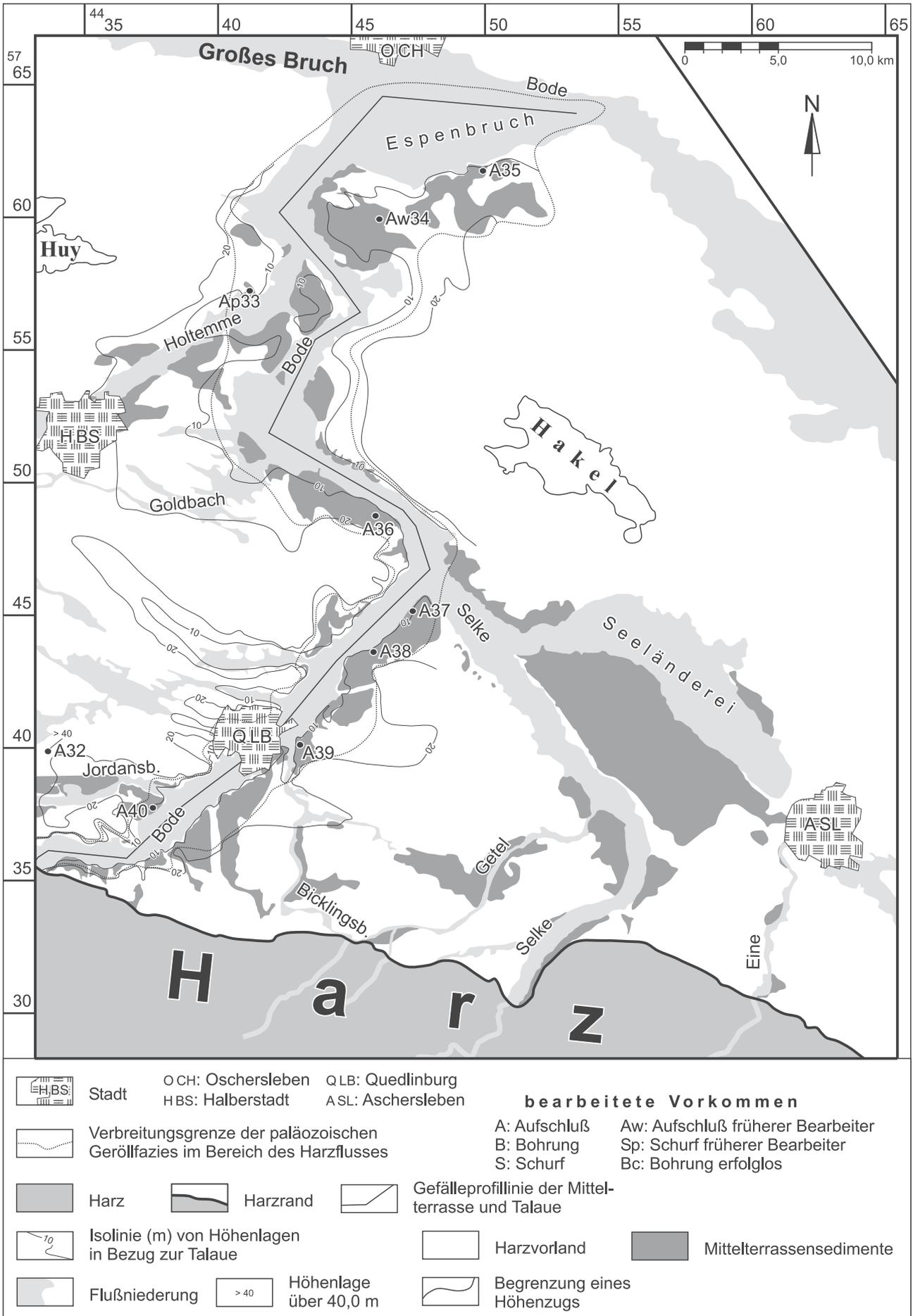


Abb. 44: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talau, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zur Bode zugeordnet werden.

Mittelterrassenzeit nach dem Verlauf der 20,0 m-Höhenlinie ein südlicher Selkezufluß im Bereich des Vorkommens A36 und ein westlicher Holtemmezufluß im Bereich des Vorkommens Ap33 in die Bode möglich.

Die Mittelterrasse und Talau der Bode verlaufen nach der Gefällekurve vom Harzrand bis zum Vorkommen A35 am Südrand des Espenbruchs parallel (s. Abb. 45). Am Südrand des Espenbruchs, der östlichen Verlängerung des Großen Bruchs, enden im Bereich des Vorkommens A35 die an der Geländeoberfläche auftretenden Mittelterrassensedimente mit einer Höhenlage von 12,0 m. Im Bereich des Espenbruchs tauchen die Mittelterrassensedimente in die Höhe des heutigen Bodenniveaus oder tiefer ab (Wagenbreth, 1970). Ursache hierfür ist die unter dem Espenbruch liegende Nordwest-Südost streichende Oscherslebener Salzachse. In deren Randsenken konnten sich in Folge Salzabwanderung mächtige pleistozäne Sedimente ablagern (Wagenbreth, 1970). Nach Höhenlage der Mittelterrasse im Espenbruch hat die Randsenkenbildung postmittelterrassenzeitlich stattgefunden. Mit dem Vorkommen A35 und nach Befunden von Wiegers (1932a, b), Wagenbreth (1970) und Feldmann et al. (2001) ist die mittelterrassenzeitliche Bode entgegen der Annahme von Weissermel (1930) nicht durch das Große Bruch nach Westen, sondern wie heute nach Osten zur Saale geflossen. Grund hierfür wäre, daß das Okerniveau im Westen höher lag als das Bodenniveau (m ü. NN). Bei einer eventuellen Verbindung beider Harzflüsse durch das große Bruch hätte der Abfluß der Oker nach Osten erfolgen müssen.

7.3. Selke-Einesystem

Im Bereich der Selke und Eine werden 11 Vorkommen nach ihrer Höhenlage zu ihren Harzflüssen in Beziehung gesetzt. Die heutige Selke tritt mit 185,0 m und die heutige Eine mit 148,0 m ü. NN aus dem Harz und stellt den tiefstgelegenen Vorfluter im Arbeitsgebiet dar.

Fast alle Vorkommen weisen im Bereich der Selke und Eine einen nordischen Geröllanteil auf (s. Kap. 3.2.). Nur das harzrandnahe Eine-Vorkommen A52 besitzt keinen nordischen Anteil. Nach der Isolinienkarte liegen alle Selke-Vorkommen (B42, B43, A44, A46, B47, B48) bzw. alle Eine-Vorkommen (A50, A51, A52) mit einer Höhe von 10,0 bis 15,0 m über Talau in "Mittelterrassenposition" (s. Abb. 46). Die Vorkommen A49 und A58 nordwestlich Ascherslebens können bei dieser Darstellung nicht berücksichtigt werden, da diese zu weit von der heutigen Eine liegen. Dennoch schwenken bei Aschersleben die auf die Talau der Eine bezogenen 10,0 und 20,0 m-Höhenlinien deutlich nach Nordwesten ab, so daß

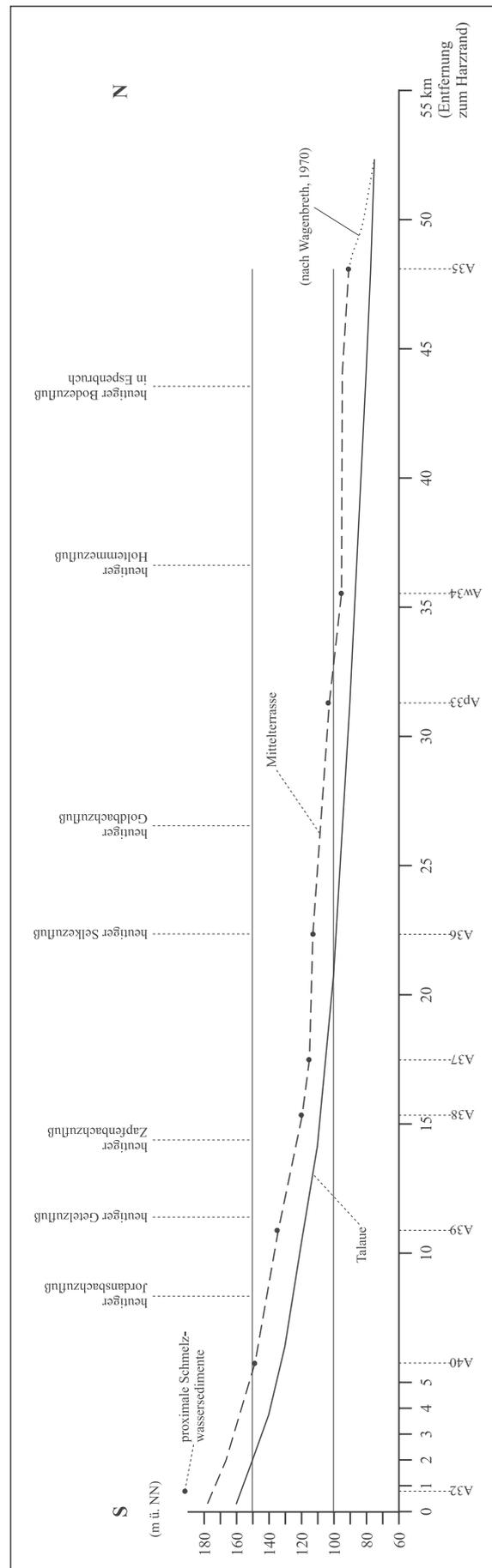


Abb. 45: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talau der Bode vom Harzrand bis zum Espenbruch (6,25-fach überhöht).

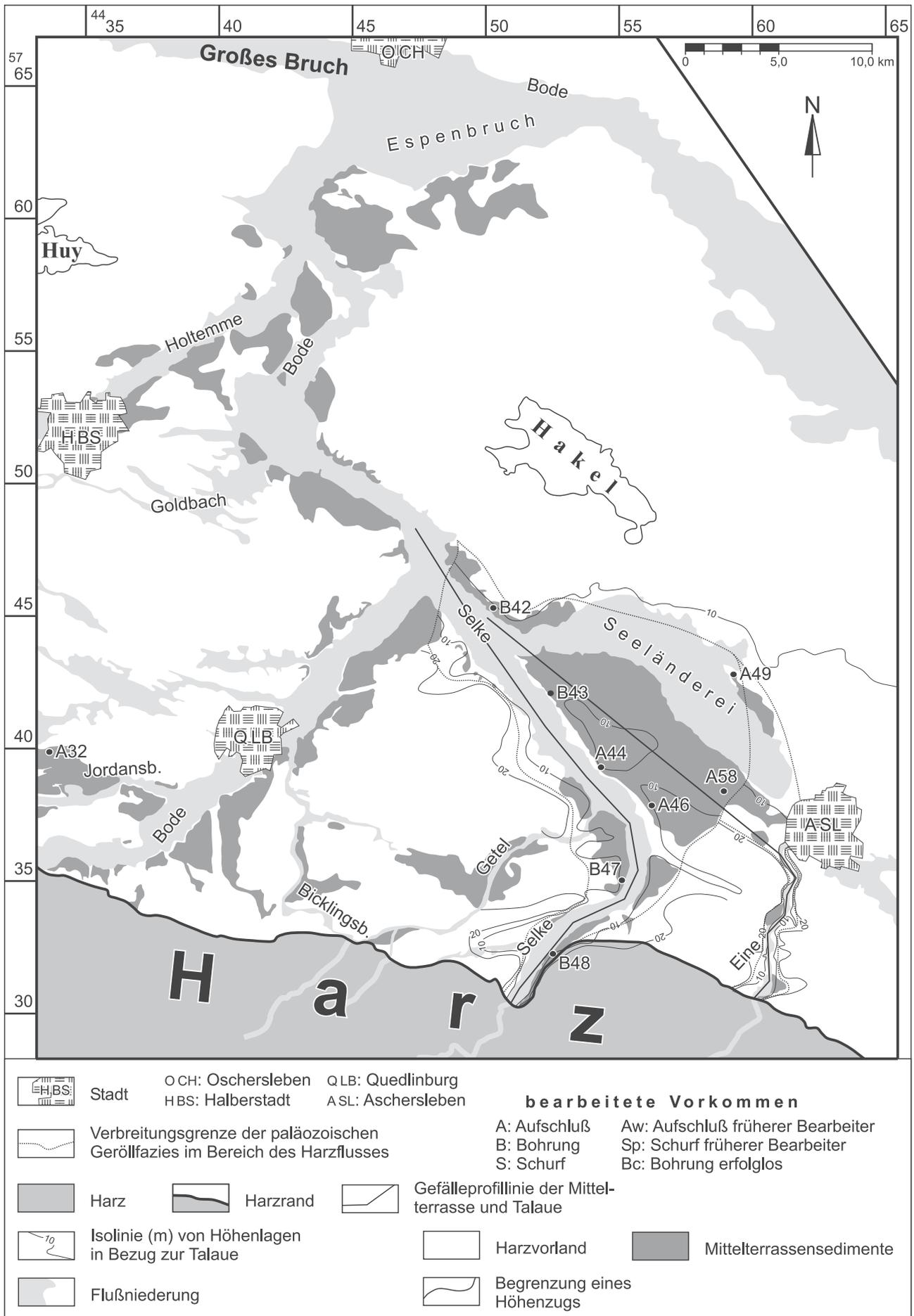


Abb. 46: Isolinienkarte der Höhenlage von Flußterrassen-Vorkommen über Talau, die der paläozoischen Geröllführung entsprechend zum Selke-Einesystem zugeordnet werden.

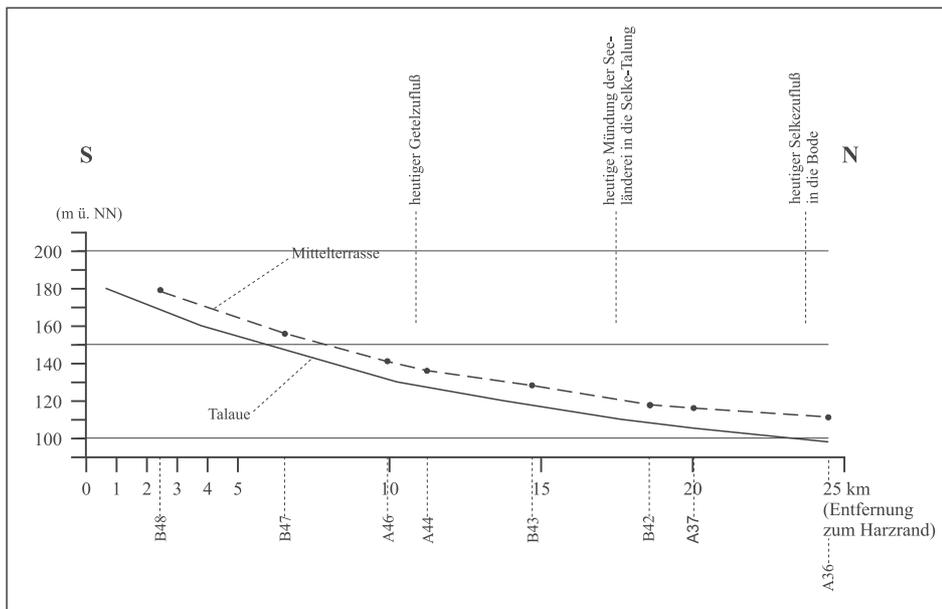


Abb. 47: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Selke vom Harzrand bis zur Bode (6,25fach überhöht).

ein mittelterrassenzeitlicher Abfluß der Eine nach Nordwesten in den Bereich der Seeländerei möglich war.

Die Mittelterrasse und Talaue der Selke verlaufen nach der Gefällekurve vom Harzrand bis zur Einmündung in die Bode parallel (s. Abb. 47). Ebenso verhält es sich mit Mittelterrasse und Talaue der Eine vom Harzrand bis zum Vorkommen A50 am Westrand von Aschersleben (s. Abb. 48). Ab hier weicht die Profillinie vom heutigen Flußlauf der Eine nach Nordwesten zwischen heutiger Selke und Seeländerei bis zum Vorkommen B42 ab. Allerdings ist ab Vorkommen A50 kein unmittelbarer Vergleich der Mittelterrasse

mit der Talaue möglich, da der Bereich der Seeländerei durch Braunkohletagebau anthropogen verändert ist. Trotzdem läßt die Gefällekurve für die Mittelterrasse beim Vorkommen A49 ein Minimum erkennen. Dagegen besitzt die Gefällekurve ober- und unterhalb des Vorkommens A49 einen gleichmäßigen Verlauf. Dieses Minimum vom Vorkommen A49 wird auf postmittelterrassenzeitliche Senkung infolge von Subrosion im Bereich der unter der Seeländerei befindlichen Ascherslebener Salzachse zurückgeführt (Mania, 1967b). Somit stellt der Höhenwert im Vorkommen A49 aufgrund der Lage im Subrosionsgebiet eine Ausnahme dar.

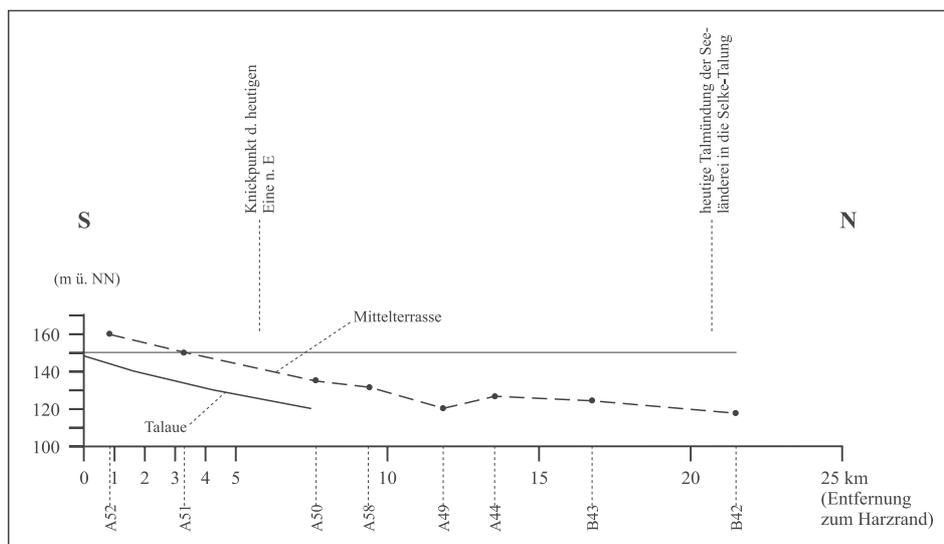


Abb. 48: Gefälleprofil der Mittelterrasse und Talaue der Eine vom Harzrand bis zur Selke im Bereich der heutigen Tal-mündung der Seeländerei (6,25fach überhöht).

Als Schlußfolgerung ist zu sagen, daß die Selke zur Mittelterrassenzeit bis zum Vorkommen A46 einen Abfluß ähnlich wie heute besaß. Auch die Eine ist zur Mittelterrassenzeit bis Aschersleben geflossen, bog dann aber nach Nordwesten ab. Im Bereich der Seeländerei vereinigten sich die Selke und Eine als Selke-Einesystem und flossen nach Nordwesten der Bode zu. Für die Eine erfolgte im Zusammenspiel mit der saalezeitlichen nordischen Vergletscherung eine Laufänderung, so daß die postmittelterrassenzeitliche Eine bei Aschersleben nach Osten umgelenkt wurde. Ebenfalls postmittelterrassenzeitlich kam es aufgrund von Salzauslaugung im Bereich der Ascherslebener Salzachse zu Senkungen. Vorkommen A49, das im Randbereich der Seeländerei liegt, ist davon betroffen. Diese Befunde zur Rekonstruktion der mittelterrassenzeitlichen Eine im Bereich der Seeländerei

decken sich auch mit den Vorstellungen von Mania (1967b). Nach seiner Meinung diente die Seeländerei bis zum Mittelpleistozän als nordwestliche Abflußbahn der mittelterrassenzeitlichen Eine sowie den Schmelzwässern der Elster- und Saalevereisung. Besonders die Schmelzwässer der Saalezeit sollen die Mittelterrassensedimente im Bereich der Seeländerei ausgeräumt haben (Mania, 1967b). Dabei konnte nach Mania (1967b) vom Fröhertär bis zum Mittelpleistozän durch Salzauslaugung im Kern der Salzachse diese breite Talung entstehen. Im Südosten der Ascherslebener Salzachse wird diese Talung von einer 5,0 bis 8,0 m über dem Talboden ragenden Querschwelle mit steil stehenden Gesteinen des Buntsandsteins zur heutigen Eine-Talung bei Aschersleben abgesperrt (Mania, 1967a).

8. BEWERTUNG NICHT EINDEUTIGER BEFUNDE EINZELNER ARBEITSMETHODEN

Im Arbeitsgebiet stellen Sedimentmerkmale, Geröll- und Schwermineralbestand meist eine sichere Methode dar, um zum einen die Flußsedimente von Schmelzwassersedimenten abzugrenzen (s. Kap. 3.) und zum anderen die Flußsedimente einzelnen Harzflüssen zuzuordnen (s. Kap. 5.). Die Höhenlage von Flußterrassen über der Talau ist ein wichtiges Kriterium um die Flußsedimente stratigraphisch zu untergliedern (s. Kap. 7.). Zumeist ergänzen sich die Ergebnisse einzelner Arbeitsmethoden, so daß vielfach eine Interpretation mehrmals abgesichert ist. Mitunter jedoch können bei der Abgrenzung von Fluß- gegen Schmelzwassersedimente die Ergebnisse vom Geröll- und Schwermineralbestand und die Befunde von den Sedimentmerkmalen und von der Höhenlage unterschiedlich sein.

Im Arbeitsgebiet widersprechen in 3 Sedimenten-Vorkommen, deren Geröll- und Schwermineralinhalten den Befunden der Sedimentmerkmale und Höhenlage. Für eine solche Diskrepanz kommen bei Ausschluß postsedimentärer Vertikalbewegungen im allgemeinen 2 Modelle als Erklärung in Betracht:

a) Mischwassermodell

Mischwässer transportierten Wasserbestand aus Anteilen von harzbürtigem Flußwasser sowie von gletscherbürtigem Schmelzwasser mit entsprechender gemischter Gesteinsfracht.

b) Residimentationsmodell

Die untypische Gesteinsfracht ist das Ergebnis von Aufarbeitung und Eintrag präexistierender, oft beachtbarer Vorkommen anderer Genese.

Für diese Sedimente wurde nach beiden Modellen mitunter die als Beschreibung zutreffende, genetisch aber unpräzise Bezeichnung "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) angewandt. In der vorliegenden Arbeit handelt es sich hier im wesentlichen um die Vorkommen A32, A35 und A51, die abschließend diskutiert werden sollen.

Das Schmelzwassersediment-Vorkommen A32 wurde bislang nach seinem nordischen Geröllbestand (s. Kap. 3.2.) von Krull (1996) als "Mischsediment" gedeutet (sensu Rosenberge & Altermann, 1975). Bekräftigt wird dies durch Lagerungsverhältnisse über einer Grundmoräne (s. Kap. 4.2.). Allerdings entspricht im Vorkommen A32 die große Höhenlage über dem nächst gelegenen Harzfluß nicht den Beobachtungen von Rosenberger & Altermann (1975), denn ihr beschriebenes "Mischsediment-Vorkommen" lag in gleicher Höhenlage wie die Mittelterrassensedimente. Daher rechtfertigen beim Vorkommen A32 die große Höhenlage (s. Kap. 7.2.) und die Sedimentmerkmale (s. Kap. 4.2.) trotz des geringen nordischen

Geröllanteils die Deutung als proximale Schmelzwassersedimente, die viel umgelagertes Flußsedimentmaterial beinhalten. Ebenso kann in den Mittelterrassensediment-Vorkommen A35 und A51 der leicht erhöhte nordische Geröllanteil auf vermehrt umgelagerte Schmelzwassersedimente zurückgeführt werden. Das kann für das Vorkommen A35 aufgrund seiner harzrandfernen Position gut begründet werden. Denn im damaligen Flußverlauf konnten aufgrund der größeren Entfernung zum Harz vermehrt ältere Schmelzwassersedimente aufgearbeitet werden. Dagegen tritt im Vorkommen A51 der erhöhte nordische Geröllanteil in einer eingeschalteten Lage aus nordischen Grobkiesgeröllen auf, die im Arbeitsgebiet eine Seltenheit darstellt.

Im Arbeitsgebiet treten weitere Ausnahmen bei den Ergebnissen der Höhenlage von Mittelterrassensedimenten im Ecker- und Ilse-Rammelsbachgebiet auf. Die hier ermittelten Höhenlagen über Talau liegen für Mittelterrassensedimente im Vergleich zu anderen Vorkommen um 10,0 m höher. Aber eine von Feldmann (2002) angenommene postmittelterrassenzeitliche Hebung in diesem Raum (Großer Fallstein) wird ausgeschlossen (s. Kap. 7.1.). Die große Höhenlage dieser Mittelterrassensedimente wird zum einen für die Eckervorkommen auf die postsaalearzeitliche Laufänderung des Ilse-Rammelsbachsystems und zum anderen für die Ilse-Rammelsbachvorkommen auf die saalezeitliche subglaziäre, erosive Tätigkeit von Schmelzwasser zurückgeführt (s. Kap. 7.1.). Daher ergeben sich für die Eckervorkommen, die heute an der Ilse liegen, und die Ilse-Rammelsbachvorkommen, die heute an einer auffälligen von einem lokalen Bach durchflossenen Talung liegen, aufgrund des unterschiedlichen Erosionsverhalten verschiedener Flußsysteme scheinbar zu große Höhenwerte. Daher sollte die Höhenlage von Mittelterrassensedimenten, wenn möglich, immer mit dem zugeordneten Harzflußsystem in Beziehung gesetzt werden.

9. ZUSAMMENFASSUNG

Im Arbeitsgebiet bestehen die Mittelterrassensedimente nach der petrographischen Zusammensetzung i.d.R. aus undeutlich geschichtetem, sandigen Kies. Diese Mittelterrassensedimente lassen sich im Aufschluß oft nach den ersten Beobachtungen von den Sandlagen-reichen, deutlich geschichteten Schmelzwassersedimenten unterscheiden.

Kryoturbationshorizonte, die im Bereich der Bode, Selke und Eine die Mittelterrassensedimente zweiteilen sollen (Ludwig, 1958), sind selten, dann meist auf verschiedenen Niveaus und mit geringer lateraler Ausdehnung von wenigen Metern nachweisbar. Nur in einem Fall wurde (Vorkommen A51) ein wirklich markanter Kryoturbationshorizont beobachtet. Dieser wurde in benachbarten Aufschlüssen aber nicht wieder angetroffen, hat also wahrscheinlich lokale Verbreitung. Daher wird der Kryoturbationshorizont im Vorkommen A32 auf eine kurzfristige, mehr-phasige Aufschotterung des Flusses zurückgeführt, wie es bei kaltzeitlichen Flüssen ("braided-rivers") häufiger der Fall ist (Bombien, 1987). So kann im Arbeitsgebiet eine stratigraphische Untergliederung der Mittelterrassensedimente, wie es im nordwestlichen Harzvorland (Feldmann, 2002), im Leine-Wesergebiet (Lüttig, 1958, 1960) oder im Saale-Elster-Muldegebiet (Ruske, 1964, 1965; Eissmann, 1994, 1997; Knoth 1995) durchgeführt wurde, nicht erfolgen. Die von Mania (1967a) in den Mittelterrassensedimenten der Eine beobachteten Einschaltungen von Grundmoränen und Steinsohlen mit nordischen Großgeschieben, die während der mittelterrassenzeitlichen Akkumulation ein kurzzeitigen nordischen Eisvorstoß andeuten sollen, sind nicht nachweisbar oder können anders gedeutet werden. Denn im Vorkommen A51 tritt in den Mittelterrassensedimenten als Einzelfall eine gering mächtige Einschaltung umgelagerter nordischer Grobkiesgerölle auf. Diese wird aufgrund ihrer Dachziegellagerung mit einer Fließrichtung aus Süden als Resediment eines benachbarten, präexistierenden elsterzeitlichen glazigenen Vorkommens gedeutet.

Nach dem nordischen Geröllbestand sind Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente im N:M:P-Kennwert¹ fast durchweg sicher von Schmelzwassersedimenten zu unterscheiden. Oberterrassensedimente sind frei von nordischem Material, Mittelterrassensedimente haben einen nordischen Geröllanteil von 0-6%. Als Ausnahme kann in einigen Vorkommen der nordische Geröllanteil bei 10-11% liegen. Aber

Lagerungsverhältnisse und Sedimentmerkmale dieser Vorkommen lassen über eine mittelterrassenzeitliche Ablagerung keine Zweifel, so daß der erhöhte nordische Anteil auf einen stärkeren Eintrag von umgelagerten Schmelzwassersedimenten zurückgeführt wird. Eine stratigraphische Untergliederung von Oberterrassen- gegen Mittelterrassensedimente kann über den Geröllanteil nicht immer erfolgen. Denn harzrandnahe Mittelterrassensediment-Vorkommen weisen z.T. keinen nordischen Geröllanteil auf. Dagegen besitzen Schmelzwassersedimente bis auf wenige Ausnahmen einen nordischen Geröllanteil von mehr als 12%. Zu den Ausnahmen gehört besonders das Vorkommen A32 mit seinem nordischen Anteil von nur 2-5%. Die in diesem Vorkommen bisher als "Mischsedimente" (sensu Rosenberger & Altermann, 1975) interpretierten Ablagerungen (Krull, 1996) werden vor allem nach ihrer zu großen Höhenlage über Talau und ihren Sedimentmerkmalen als proximale Schmelzwassersedimente gedeutet, die als Umlagerungsprodukt viel Flußsedimentmaterial beinhalten. Generell kann über den nordischen Geröllbestand keine stratigraphische Untergliederung von elster gegen saalezeitlichen Schmelzwassersedimenten erfolgen.

Im Schwermineralbestand lassen sich mit einem Kennwert die mittelpleistozänen Ablagerungen im Arbeitsgebiet - außer im Bereich Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem - sicher voneinander abgrenzen. Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente sind gegenüber Schmelzwassersedimenten im Stab:Meta:Magm-Kennwert² durch einen metamorphen Anteil von weniger als 75% charakterisiert. Eine Ausnahme bilden auch hier die proximalen Schmelzwassersedimente im Vorkommen A32, die ähnlich zum nordischen Geröllbestand, niedrige metamorphe Anteile aufweisen. Im Bereich der Ecker und des Ilse-Rammelsbachsystems weisen besonders die harzrandfernen Vorkommen aufgrund mehr eingetragener Schmelzwassersediment-Komponenten hohe metamorphe Anteile auf, so daß der angeführte Kennwert in diesem Bereich nur eingeschränkt angewendet werden kann.

¹ N = nordische Gerölle, M = mesozoisch-einheimische Gerölle, P = paläozoisch-einheimische Gerölle

² Stab = stabile Minerale, Meta = metamorphe Minerale, Magm = magmatische Minerale

Im Arbeitsgebiet lassen sich nach der Geröll- und Schwermineralführung die Oberterrassen- und Mittelterrassensedimente den vielfältig im Harz auftretenden paläozoischen Gesteinsserien und damit ihre Einzugsgebiete von Harzflüssen zuordnen. Hierbei sind folgende Gerölle und Schwerminerale für einzelne Harzflüsse von Bedeutung.

Geröllführung:

- Ecker: Eckergneis, Gabbro, Quarzit
- Ilse: Ilsesteingranit, Quarzit
- Rammelsbach: Kieselschiefer
- Holtemme-Goldbach: Diabas
- Bode: Zweiglimmergranit des Rambergmassivs, Diabas
- Selke: Sandstein des Rotliegenden, Grauwacke
- Eine: Harzgangquarz

Schwermineralführung:

- Ecker: Orthopyroxen (untergeordnet aus Gabbro), Zirkon (aus Ilsesteingranit)
- Rammelsbach: Zirkon (untergeordnet aus Ilsesteingranit)
- Holtemme-Goldbach: Augit (aus Diabas)
- Bode: Augit (aus Diabas), Granat, Zirkon (aus Grauwacke?)
- Selke: Zirkon, Epidot, Granat (aus Grauwacke?)
- Eine: Augit (untergeordnet aus Diabas)

Nach der eben genannten Aufstellung läßt sich in Flußsedimenten meist eine Übereinstimmung zwischen der Schwermineral- und Geröllführung erkennen. Aber mitunter prägen in Flußsedimenten geröllpetrographische Nebenkomponenten das

Schwermineralspektrum. So wird z.B. im Rammelsbach der Zirkon auf den untergeordneten Ilsesteingranit-Eintrag und in der Eine der Augit auf den untergeordneten Diabas-Eintrag zurückgeführt. Bei den in fast allen Harzflüssen auftretenden Schwermineralen wie Granat und Epidot kann nicht sicher entschieden werden, ob diese aus Skandinavien oder aus dem Harz stammen.

Im Arbeitsgebiet liegen die wenigen Oberterrassensediment-Vorkommen 35,0 bis 45,0 m über ihren heutigen zugeordneten Harzflüssen. Dagegen weisen die meisten Mittelterrassensediment-Vorkommen eine Höhenlage zwischen 8,0 bis 15,0 m auf. Im Bereich von Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem liegen die Höhenwerte z.T. bis 25,0 m. Eine daher von Feldmann (2002) angenommene postmittelterrassenzeitliche Hebung im Bereich von Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem (Großer Fallstein) wird in des ausgeschlossen. Die Ursache der zu großen Höhenlage von diesen Mittelterrassensediment-Vorkommen wird auf das unterschiedliche Erosionsverhalten von Ecker und Ilse-Rammelsbachsystem gesehen:

- Für die Eckervorkommen südlich des Großen Fallsteins wird die große Höhenlage dieser Mittelterrassensedimente auf eine postsaalezeitliche Laufverkürzung des Ilse-Rammelsbachsystems zurückgeführt. Bei der Laufverkürzung verminderte sich die Abflußstrecke zur Oker um etwa 11,0 km, erzeugte ein stärkeres Gefälle und führte zu einem stärkeren Erosionsverhalten im neuen Flußlauf, der sich streckenweise mit dem früheren Eckerlauf deckte. Somit ergeben sich für die Ecker-Mittelterrassenvorkommen, die heute an der Ilse liegen, große Höhenwerte.
- Für die Ilse-Rammelsbachvorkommen östlich des Großen Fallsteins wird die große Höhenlage dieser Mittelterrassensedimente auf eine saalezeitliche subglaziäre, erosive Tätigkeit von Schmelzwässern in Richtung der Großen Bruchrinne zurückgeführt. Diese erzeugten wahrscheinlich während der saalezeitlichen Vergletscherung die heutige markante von einem lokalen Bach durchflossene Talung, an der diese Ilse-Rammelsbach-Mittelterrassenvorkommen heute liegen.

Bei der Rekonstruktion des mittelpleistozänen Harzflußnetzes wird deutlich, daß die Harzflüsse nicht nur zur Oberterrassenzeit, sondern auch zur Mittelterrassenzeit andere Verläufe als heute besaßen. Als Ursache für diese Laufänderungen wird das Zusammenspiel mit den Eismassen der nordischen Inlandvereisungen der Elster- und Saalezeit gesehen. Folgende Harzflüsse waren von den Laufänderungen betroffen (s. Abb. 49):

Oberterrassenzeit

Der von Piper (1995) angenommene mittelterrassenzeitliche Goldbachzufluß in die Holtemme westlich Halberstadt wird als oberterrassenzeitlicher Lauf umgedeutet. Etwa in diesem Bereich hatte sich der Goldbach mit der Holtemme als Goldbach-Holtemmesystem vereinigt und floß nach Nordwesten südlich des Huys entlang.

Das Ilse-Rammelsbachsystem verlief östlich vom heutigen Rammelsbach bis südlich des Huys und vereinigte sich dort mit dem Holtemme-Goldbachsystem.

Das oberterrassenzeitliche Eckersystem besaß einen östlicheren Verlauf, zwischen heutiger Ecker und Ilse in Richtung des Großen Fallsteins, vereinigte sich dort mit dem Ilse-Rammelsbach-Holtemme-Goldbachsystem und floß südlich des Großen Fallsteins nach Nordwesten.

Mittelterrassenzeit

Die Ecker besaß gegenüber heute einen nordöstlicheren Verlauf und mündete am Nordwestrand des Großen Fallsteins in das Große Bruch.

Die Ilse besaß harzrandnah eine östlichere Ausdehnung und der Rammelsbachzufluß lag weiter stromab. Flußabwärts floß die Ilse samt Rammelsbach zwischen Großem Fallstein und Huy und dann nördlich des Großen Fallsteins im Bereich des Großen Bruchs nach Westen.

Die Holtemme floß ähnlich wie heute nach Nordosten zur Bode und nicht, wie von Bachmann (1992) angenommen, nach Norden zum Ilse-Rammelsbachsystem.

Der Goldbach floß ab dem Harzrand nach Nordosten nördlich von Quedlinburg der Bode zu.

Die Selke vereinigte sich westlich von Aschersleben mit der Eine als Selke-Einesystem und floß nach Nordwesten zur Bode. Ein möglicher Wipperabfluß ab Aschersleben nach Nordwesten wird ausgeschlossen.

Die Bode hatte einen ähnlichen Abfluß wie heute. Der damalige Zufluß des Selke-Einesystems lag im Bereich der heutigen Selkemündung. Im Bereich der heutigen Holtemmemündung besaß die Bode einen westlichere Ausdehnung, die Holtemmemündung erfolgte weiter westlich. Im Bereich von Oschersleben floß die Bode wie heute bereits nach Osten zur Saale.

Junge Tektonik

Nach der Höhenlage der Mittelterrassensedimente liegt im Bereich der Seeländerei (Ascherslebener Salzachse) eine postsedimentäre, lokale subrosionsbedingte Senkung vor. Im Bereich des Espenbruchs (Oscherslebener Salzachse) führte postmittelterrassenzeitliche Salzabwanderung zu Senkungen.

Dagegen konnte eine postmittelterrassenzeitliche Harzhebung mit einem Höhenversatz der Mittelterrasse vom Harz zum nördlichen Harzvorland (sensu Hövermann, 1950) nicht nachgewiesen werden. Ebenso läßt sich im Ilse-Rammelsbachsystem beim Verlauf der Gefällekurven für Mittelterrasse und Talaue mit abnehmender Harzentfernung keine Zunahme der Höhenlage von Mittelterrasse feststellen, so daß eine Harzhebung (sensu Feldmann, 2002) ausgeschlossen wird.

Hieraus läßt sich folgern, daß im nordöstlichen Harzvorland die Ursache für die mittel- bis jungpleistozäne Erosion in den Fluß-Talungen ausschließlich auf den Wechsel von Klimabedingungen zurückgeführt werden kann (Marriott, 1999).

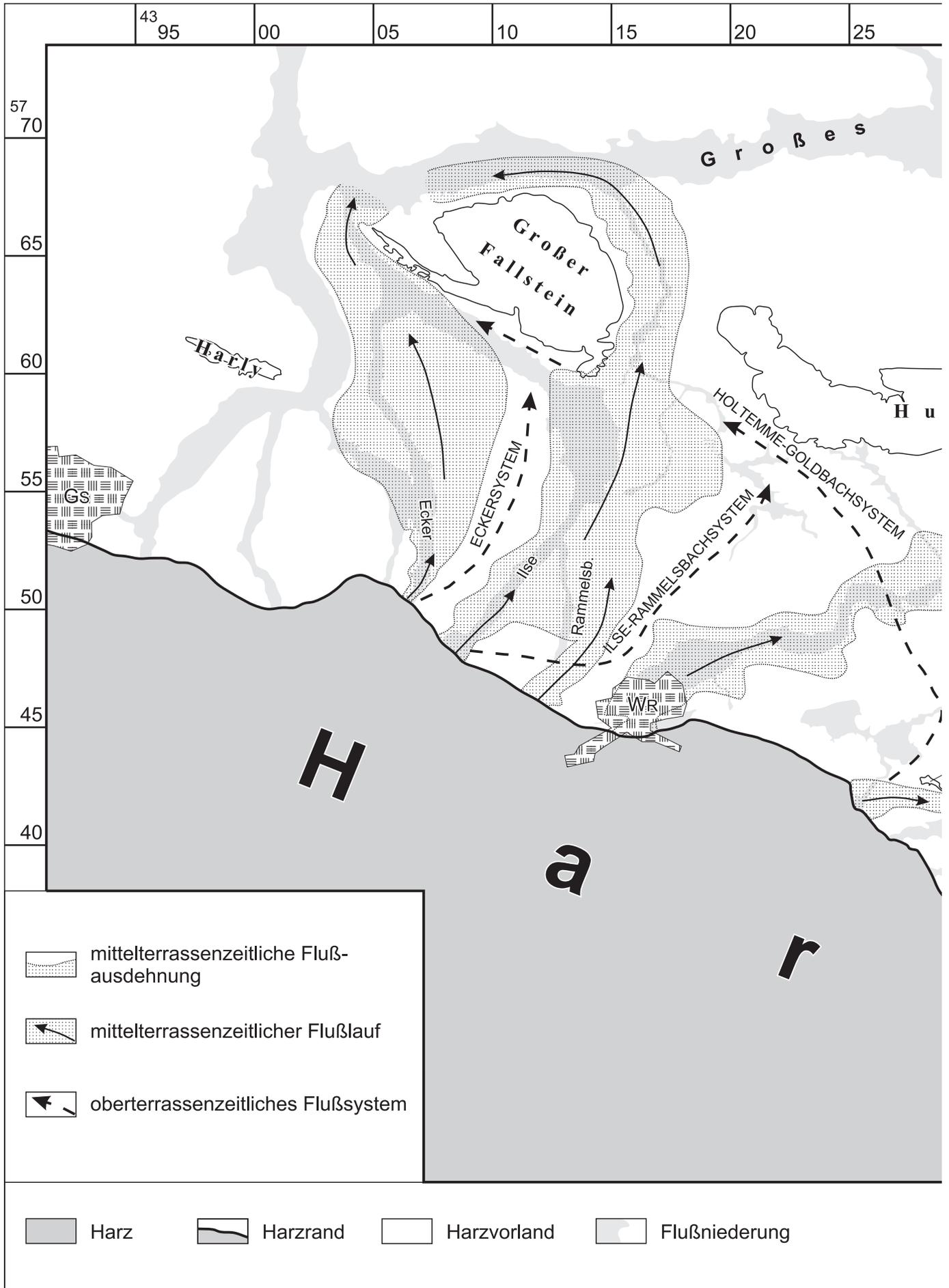
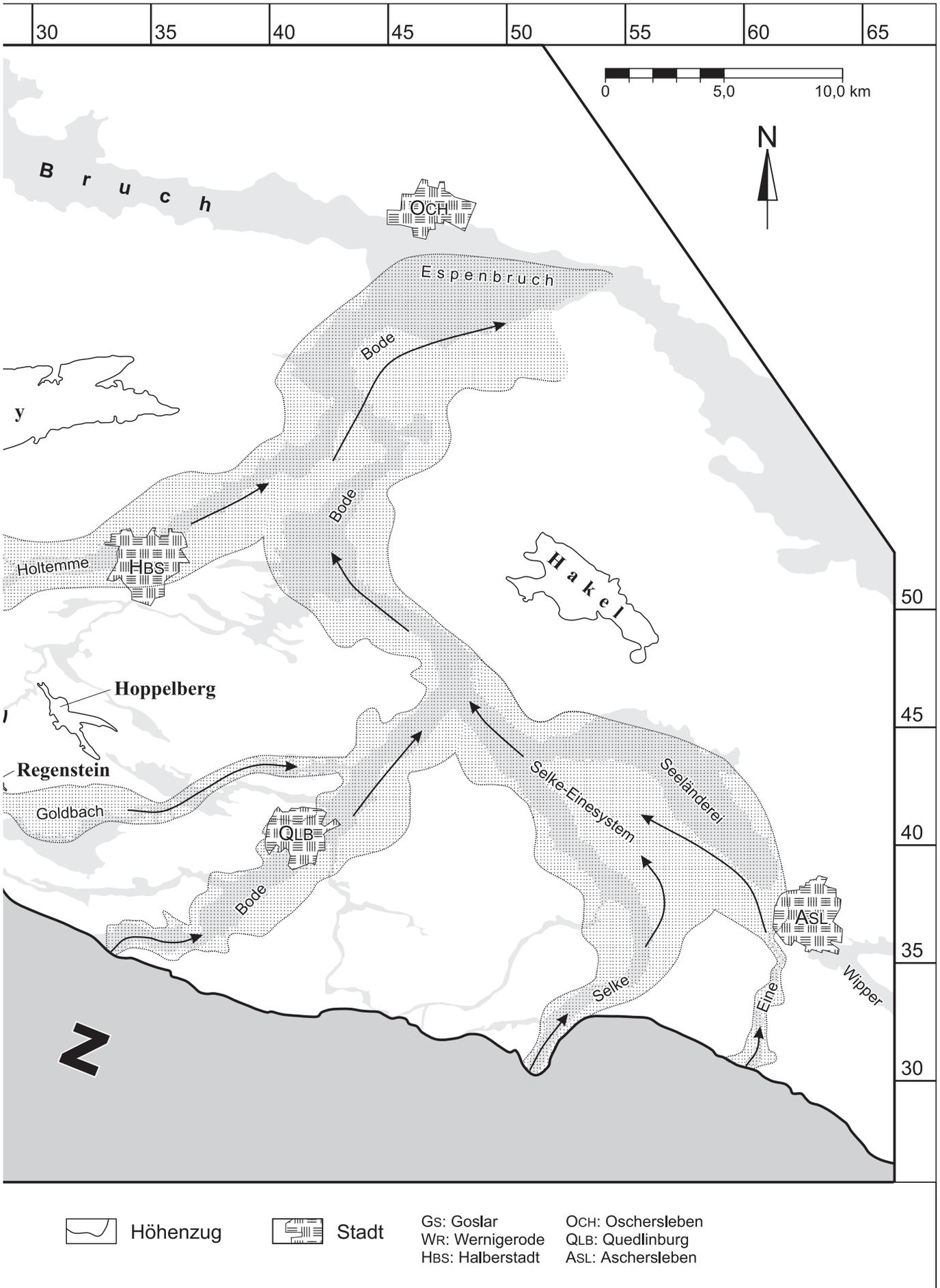


Abb. 49: Paläogeographische Rekonstruktion des mittelterrassezeitlichen Harzflußnetzes mit Ergebnissen zum



oberterrassenzeitlichen Harzflußsystem.

10. ANGEFÜHRTE SCHRIFTEN

- Ahnert, F.** (1996) *Einführung in die Geomorphologie*. 440S., Ulmer, Stuttgart.
- Ashley, G. M.** (1989) Classification of glaciolacustrine sediments. In: *Genetic Classification of Glacigenic Deposits* (Eds. R. P. Goldthwait and C. L. Matsch), 243-260, Balkema, Rotterdam.
- Bachmann, M.** (1992) *Pleistozänvorkommen am Fallstein (nördliches Harzvorland) und ihre paläogeographische Bedeutung*. Dipl.-Arb. u. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 72S., Hannover [unveröff.].
- Behrend, F.** (1927a) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Hessen*. 42S., Berlin.
- Behrend, F.** (1927b) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Hamersleben*. 32S., Berlin.
- Behrend, F.** (1927c) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Hornburg*. 37S., Berlin.
- Behrend, F.** (1927d) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Jerxheim*. 44S., Berlin.
- Behrend, F.** (1929) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Osterwieck*. 31S., Berlin.
- Bombien, H.** (1987) Geologisch-petrographische Untersuchungen zur quartären (früh-Saale-zeitlichen) Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland. *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **26**, 131S., Hannover.
- Breitkreutz H., Buchholz, P. und Gersemann, J.** (1989) *Exkursionsf. zur 141. Hauptvers. d. dt. geol. Ges.*, 170S., Braunschweig.
- Büdel, J.** (1969) Der Eisrinden-Effekt als Motor der Tiefenerosion in der exessiven Talbildungszone. *Würzb. Geogr. Arb.*, **25**, 41S., Würzburg.
- Büdel, J.** (1981) *Klima-Geomorphologie*. 304S., Borntraeger, Berlin-Stuttgart.
- Dahlgrün, F.** (1929) Beobachtungen über das Diluvium des Unterharzes. *Sitzungsber. geol. L.-Anst.*, **4**, 30-38, Berlin.
- Deters, H.-B.** (1999) *Internbau und Genese von zwei pleistozänen Kiessand-Vorkommen östlich von Hameln (Afferde, Coppenbrügge) im Niedersächsischen Bergland*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 100S., Hannover [unveröff.].
- Dreimanis, A.** (1989) Tillis: Their genetic terminology and classification. In: *Genetic Classification of Glacigenic Deposits* (Eds. R. P. Goldthwait and C. L. Matsch), 17-83, Balkema, Rotterdam.
- Duphorn, K.** (1968) Ist der Osthaz im Pleistozän vergletschert gewesen? *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **19**, 164-174, Öhringen/Württ.
- Ehlers, J.** (1994) *Allgemeine und historische Quartärgeologie*. 358S., Enke, Stuttgart.
- Erdmannsdörffer, O. H. & Schroeder, H.** (1926) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Wernigerode*. 78S., Berlin.
- Erdmannsdörffer, O. H., Fliegel G. und Schroeder H.** (1930) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Blankenburg*. 69S., Berlin.
- Eissmann, L.** (1994) Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). *Altenb. nat. wiss. Forsch.*, **7**, (DEUQUA-Tagung Leipzig 1994), 55-135, Altenburg.
- Eissmann, L.** (1997) Das quartäre Eiszeitalter in Sachsen und Nordostthüringen. *Altenburger nat.-wiss. Forsch.*, **8**, 98S. + Beil.-Bd., Altenburg.
- El Mougi, N.** (2000) *Die Schwermineralführung der holozänen fluviatilen Lockersedimente der Bode zwischen Wendefurth und Thale (NE-Harz) und der Gesteine im Einzugsgebiet*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 59S., Hannover [unveröff.].
- Eyles, N. & Eyles, C. H.** (1992) Glacial depositional systems. In: *Facies models, response to sea level change* (Eds. R. G. Walker und N. P. James), Geol. Assoc. of Canada, Publ., 73-100, Stittsville, Ontario.
- Feldmann, L.** (1995) Zur Flußgeschichte im nördlichen Harzvorland. *Nachr. dt. geol. Ges.*, **54**, 65-66, Hannover.
- Feldmann, L.** (1996) Das Quartär im nördlichen Harzvorland. In: *Der Untergrund der Norddeutschen Tiefebene. Exk.-Führ. und Veröffl. GGW*, (Hrsg. L. Feldmann, und H. Quade), **197**, 12-17, Clausthal-Zellerfeld.
- Feldmann, L.** (1997) Drenthezeitliche Eisrandlagen zwischen Harz und Allertal. *Z. geol. Wiss.*, **25** (1/2), 181-190, Berlin.
- Feldmann, L.** (2002) *Das Quartär zwischen Harz und Allertal - mit einem Beitrag zur Landschaftsgeschichte im Tertiär*. Habilitationsschrift d. Tech. Univ. Clausthal, 178S., Clausthal-Zellerfeld.
- Feldmann, L. & Groetzner, J.-P.** (1998) Quartär im Harzvorland - Einführung in das Exkursionsgebiet. In: *Quartär in Niedersachsen. Exk.-Führ. zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover, Exkursion B*, (Hrsg. L. Feldmann und K.-D. Meyer), 38-42, Deuqua, Hannover.

- Feldmann, L., Groetzner, J.-P. und Weymann, H.-J.** (2001) Zur pleistozänen Geschichte des "Großen Bruchs" im nördlichen Harzvorland. In: *Dierk Henningsen - Festschrift* (Hrsg. I. Schülke, R. Fischer und F. Wrobel), Geol. Beitr. Hannover, **2**, 127-137, Hannover.
- Feldmann, L. & Winter, S.** (1998) Stauchmoräne bei Abbenrode. In: *Quartär in Niedersachsen. Exk.-Führ. zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover, Exkursion B*, (Hrsg. L. Feldmann und K.-D. Meyer), 67-70, Deuqua, Hannover.
- Flint, R. F., Sanders, J. E. und Rodgers, J.** (1960) Diamictite: A Substitute term for symmicitite. *Geol. Soc. of Amerc. Bull.*, **71**, 1809-1810, New York.
- Füchtbauer, H.** (1988) *Sedimente und Sedimentgesteine*. 1141S., Schweitzerbart, Stuttgart.
- Gemankowski, D.** (1989) *The effects of sediment load and gradient on braided river morphology*. Ph. D. Dissertation Colorado State Univ., 407S., Fort Collins [unveröff.].
- Groetzner, J.-P.** (1998) Gletschertöpfe im Huy. In: *Quartär in Niedersachsen. Exk.-Führ. zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover, Exkursion B*, (Hrsg. L. Feldmann und K.-D. Meyer), 79-80, Deuqua, Hannover.
- Groetzner, J.-P. & Weymann, H.-J.** (1998) Petrographie und Strukturen Saale-zeitlicher Sedimente bei Großalsleben. In: *Quartär in Niedersachsen. Exk.-Führ. zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover, Exkursion B*, (Hrsg. L. Feldmann und K.-D. Meyer), 75-78, Deuqua, Hannover.
- Groetzner, J.-P. & Winter, S.** (1998) Das Quartärprofil von Hoym. In: *Quartär in Niedersachsen. Exk.-Führ. zur Jubiläums-Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung in Hannover, Exkursion B*, (Hrsg. L. Feldmann und K.-D. Meyer), 71-74, Deuqua, Hannover.
- Grupe, O.** (1916) Über diluviale Gebirgsstörungen im hannoverschen Bergland und zur Frage der diluvialen Hebung des Harzes. *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **36** (1915), 374-397, Berlin.
- Hark, H.-U.** (1954) Pleistozäne Bewegungen im subhercynen Becken. *Mitt. Geol. Staatinst. Hamburg*, **23**, 121-125, Hamburg.
- Heise, K.** (1996) *Petrographische Zusammensetzung und Alter von Kleinvorkommen glaziärer Sedimente im NW Harzvorland*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 52S., Hannover [unveröff.].
- Henningsen, D.** (1980) Schwerminerale vulkanischer Herkunft in quartären Flußablagerungen der Weser und Leine. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **30**, 63-72, Hannover.
- Henningsen, D.** (1981) Darf man Schwermineralgehalte von Kiesen und Sanden miteinander vergleichen? *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, **1981**, 157-164, Stuttgart.
- Henningsen, D.** (1983) Der Schwermineralgehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **33**, 133-140, Hannover.
- Henningsen, D.** (1997) Der Schwermineralgehalt der quartären (früh-Saale-zeitlichen) Fluß- und Schmelzwasserablagerungen im nördlichen Harzvorland. *N. Jb. Geol. Pal., Mh.*, **1997** (5), 308-318, Stuttgart.
- Hinze, C., Jordan, H., Knoth, W., Kriebel, U. und Martiklos, G.** (1998) *Geologische Karte Harz 1:100.000*. GLA-LSA und NLFb (Hrsg.), 1 Kt., Halle.
- Hoffmann, K. & Meyer, K.-D.** (1997) Leitgeschiebezählungen von elster- und saalezeitlichen Ablagerungen aus Sachsen, Sachsen-Anhalt und dem östlichen Niedersachsen. In: *Festschrift Prof. L. Eissmann*, Leipziger. Geowiss., **5**, 115-128, Leipzig.
- Hövermann, J.** (1950) Die diluvialen Terrassen des Oberharzes und seines Vorlandes. *Petermanns geogr. Mitt.*, **94** (3), 121-130, Gotha.
- Jarek, M.** (1999) *Kartierung und Faziesanalyse der Emme: Ein drenthezeitlicher Deltakomplex am Südhang des Wesergebirges*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 66S., Hannover [unveröff.].
- Jarek, M. & Winsemann, J.** (1998) Die Emme: Ein glaziolakustrines Delta am Südhang des Wesergebirges. In: *Festschrift zum 65. Geburtstag von Hans-Peter Groetzner* (Hrsg. R. Fischer, I. Schülke und J. Mutterlose), Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **38**, 137-148, Hannover.
- Jordan, H.** (1995) Quartäre Tektonik und Gipskarst am Südharz, Niedersachsen. *Beitr. z. Geol. v. Thüringen, N. F.*, **2**, 75-96; Jena.
- Jurgaitis, A. & Juozapavičius, G.** (1989) Genetic classification of glaciofluvial deposits and criteria for their recognition. In: *Genetic Classification of Glacigenic Deposits* (Eds. R. P. Goldthwait and C. L. Madsch), 227-242, Balkema, Rotterdam.
- Kaltwang, J.** (1992) Die pleistozäne Vereisungsgrenze im südlichen Niedersachsen und im östlichen Westfalen. *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **33**, 161S., Hannover.

- Knoth, W.** (1964) Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich Halle. *Geologie*, **13**, 599-616, Berlin.
- Knoth, W.** (1995) Sachsen-Anhalt. In: *Das Quartär Deutschlands* (Hrsg. L. Benda), 148-170, Borntraeger, Berlin.
- Koss, J. E.** (1992) *Effects of sea-level change on fluvial and coastal plain systems: an experimental approach*. M. Sc. Arbeit Colorado State Univ., Fort Collins [unveröff.].
- Kroll, A.** (1997) *Mittel-Pleistozäne glazifluviale Ablagerungen im nordöstlichen Harzvorland (Raum Schwanebeck/Egeln)*. Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kart. Univ. Hannover, 57S., Hannover [unveröff.].
- Krull, W.** (1996) *Mittelpleistozäne fluviatile und glazigene Ablagerungen zwischen Quedlinburg und nordöstlichem Harzvorland*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 63S., Hannover [unveröff.].
- Latzke, A.** (1996) *Sedimente und Internbau des Kies-sandkörpers von Freden/Leine*. Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kart. Univ. Hannover, 76S., Hannover [unveröff.].
- Leser, H.** (1977) *Feld- und Labormethoden der Geomorphologie*. 446S., de Gruyter, Berlin.
- Ludwig, A.** (1958) Beobachtungen im Pleistozän des nordöstlichen Harzvorlandes. *Geologie*, **7**, 769-793; Berlin.
- Lüttig, G.** (1955a) Alt- und mittelpleistozäne Eisrandlagen zwischen Harz und Weser. *Geol. Jb.*, **70**, 43-125, Hannover.
- Lüttig, G.** (1955b) Hat sich der Nordwestharz im Postglazial gehoben? *Geol. Jb.*, **70**, 405-434, Hannover.
- Lüttig, G.** (1958) Heisterbergphase und Vollgliederung des Drenthe-Stadiums. *Geol. Jb.*, **75**, 419-430, Hannover.
- Lüttig, G.** (1960) Neue Ergebnisse quartärgeologischer Forschung im Raume Alfeld-Hameln-Elze. *Geol. Jb.*, **77**, 337-390, Hannover.
- Mania, D.** (1967a) Das Quartär der Ascherslebener Depression im Harzvorland. *Hercynia*, **4**, 51-82, Leipzig.
- Mania, D.** (1967b) Der ehemalige Ascherslebener See (Nordharzvorland) in spät- und postglazialer Zeit. *Hercynia*, **4**, 199-260, Leipzig.
- Marriott, S. B.** (1999) The use of models in the interpretation of the effects of base-level change on alluvial architecture. *Spec. Publ. int. Ass. Sediment.*, **28**, 271-281.
- Miall, A. D.** (1996) *The Geology of Fluvial Deposits*. 582S., Springer, Berlin.
- Miller, J. M. G.** (1996) Glacial sediments. In: *Sedimentary Environments Processes, Facies and Stratigraphy* (Eds H. G. Reading), Depart. of Earth Scien., Univ. of Oxford, 454-484, Oxford.
- Piper, S.** (1995) *Pleistozäne Ablagerungen im Umkreis der Holtemme-Talung bei Halberstadt*. Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kart. Univ. Hannover, 75S., Hannover [unveröff.].
- Plint, A. G., Eyles N., Eyles C. H. und Walker G. W.** (1992) Control of sea level change. In: *Facies models, response to sea level change* (Eds. R. G. Walker und N. P. James), Geol. Assoc. of Canada, Publ., 15-25, Stittsville, Ontario.
- Preuss, H., Vinken, R. und Voss, H.-H.** (1991) *Symbolschlüssel Geologie*. 328S., in Komm.: Schweitzerbart, Hannover.
- Rausch, M.** (1977) Fluß-, Schmelzwasser- und Solifluktionsablagerungen im Terrassengebiet der Leine und Innerste - ein Beitrag zur pleistozänen Flußgeschichte Südniedersachsens. *Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover*, **14**, 84S., Hannover.
- Reinecke, V.** (2000) *Untersuchung zur Geomorphologie und Sedimentologie der Terrassensequenzen und quartären Deckschichten im nordöstlichen Harzvorland*. Dipl.-Arb. Univ. Göttingen, 72S., Göttingen [unveröff.].
- Rohdenburg, H. & Meyer, B.** (1966) Zur Feinstratigraphie und Paläopedologie des Jungpleistozäns nach Untersuchungen an südniedersächsischen und nordhessischen Lößprofilen. *Mitt. dt. bodenkdl. Ges.*, **5**: 1-135; Göttingen.
- Rosenberger, G. & Altermann, M.** (1975) Ein Pleistozänprofil aus dem nördlichen Harzvorland. *Z. geol. Wiss.*, **3**, 1617-1621, Berlin.
- Ruske, R.** (1964) Das Pleistozän zwischen Halle (a.d.S.), Bernburg und Dessau. *Geologie*, **13**, 570-597, Berlin.
- Ruske, R.** (1965) Zur Gliederung der Holstein- und Saalezeit im östlichen Harzvorland. *Eiszeitalter u. Gegenwart*, **16**, 88-96, Öhringen/Württ.
- Ruske, R.** (1973) Stand der Erforschung des Quartärs in den Bezirken Halle und Magdeburg. *Z. geol. Wiss.*, **1b**, 1065-1086, Berlin.
- Schmidt, D.** (1992) *Die Schwermineralführung quartärer fluviatiler Ablagerungen im Gebiet zwischen Bad Harzburg und Blankenburg*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 34S., Hannover [unveröff.].
- Schreiner, A.** (1992) *Einführung in die Quartärgeologie*. 257S., Schweitzerbart, Stuttgart.
- Schroeder, H.** (1919) Süßwasserkalke, Hercynschotter und Glazialbildungen am Huy und Fallstein. *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **40** (2), 1-45, Berlin [1922].
- Schroeder, H.** (1928) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Halberstadt*. 72S. Berlin.
- Schroeder, H.** (1930) *Geologische Übersichtskarte der subherzynen Kreidemulde 1:100.000*. 1 Kt., Berlin.

- Schroeder, H.** (1931) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Vienenburg*. 104S., Berlin.
- Schroeder, H. & Behrend, F.** (1929a) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Dardesheim*. 49S., Berlin.
- Schroeder, H. & Behrend, F.** (1929b) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Schwanebeck*. 32S., Berlin.
- Schroeder, H. & Dahlgrün, F.** (1927a) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Derenburg*. 81S., Berlin.
- Schroeder, H. & Dahlgrün, F.** (1927b) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Quedlinburg*. 109S., Berlin.
- Semmel, A.** (1990) Periglaziale Formen und Sedimente. In: *Eiszeitforschung* (Hrsg. Liedtke, H.), 250-260, Wiss. Buchges., Darmstadt.
- Shaw, J.** (1983) Forms associates with boulders in meltout till. In: *Tills and Related Deposits* (Eds. E. B. Schlüchter, Ch. and Rabassa, J.), 3-12, Balkema, Rotterdam.
- Siegert, L. & Weissermel, W.** (1911) Das Diluvium zwischen Halle a. S. und Weissenfels. *Abh. königl. preuß. geol. L.-Anst.*, N. F. **60**, 350S., Berlin.
- Schumm, S. A.** (1993) River Reponse to Baselevel Change: Implication for Sequence Stratigraphy. *The Journ. o. Geol.*, **101**, 279-294, Chicago.
- Ulrich, D.** (2000) *Geologische Kartierung im Raum westlich Thale/Sachsen-Anhalt*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 47S., Hannover [unveröff.].
- Ulrich, D.** (2001) *Schwermineralanalytische Untersuchungen mittelpleistozäner Ablagerungen im nordöstlichen Harzvorland mit Schwerpunkt der Eine-Selke-Bode-Flusssysteme - Vergleich von Schwermineral- mit Geröllanalyse*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 49S., Hannover [unveröff.].
- Vandenbergh, J.** (1993) Changing fluvial processes under changing periglacial conditions. *Z. f. Geomorph N. F.*, Suppl.-Bd. **88**, 17-28, Berlin.
- Wagenbreth, O.** (1970) Beobachtungen und Probleme im Quartär des Salzsattels von Staßfurt - Egeln - Oschersleben und seiner Randsenken. *Geologie*, **19**, 412-433, Berlin.
- Wahnschaffe, F.** (1899) Über die Entstehung der in den Braunkohletagebauten Nachterstedt und Frose aufgeschlossenen Quartärablagerungen. *Z. dt. geol. Ges.*, **51**, 41-42, Berlin.
- Walter, R.** (1992) *Geologie von Mitteleuropa*. 561S., Schweitzerbart, Stuttgart.
- Weissermel, W.** (1926a) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Kochstedt*. 61S., Berlin.
- Weissermel, W.** (1926b) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Aschersleben*. 82S., Berlin.
- Weissermel, W.** (1926c) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Wegeleben*. 54S., Berlin.
- Weissermel, W.** (1926d) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Ballenstedt*. 80S., Berlin.
- Weissermel, W.** (1930) Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der Subhercynen Mulde und ihrer nordöstlichen Nachbargebiete: I. Das Diluvium und seine Stellung im norddeutschen Gesamtdiluvium. *Abh. preuß. geol. L.-Anst.*, N.F., **125**, 93S., Berlin.
- Weissermel, W., Grupe, O., Dahlgrün, F. und Schriel, W.** (1932) Zum Problem des Harzranddiluviums. *Z. dt. geol. Ges.*, **84**, 173-192, Berlin.
- Wellman, P. L.** (1990) *Aufbau und Genese Saale-eiszeitlichen Sedimentkörpers von Krankenhagen - Möllenbeck*. Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kart. Univ. Hannover, 84S., Hannover [unveröff.].
- Wellmann, P. L.** (1998) Kies-/Sandkörper im Wesertal zwischen Rinteln und Porta Westfalica. In: *Festschrift zum 65. Geburtstag von Hans-Peter Groetzner* (Hrsg. R. Fischer, I. Schülke und J. Mutterlose), Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **38**, 203-212, Hannover.
- Weymann, H.-J.** (1997) *Mittelpleistozäne fluviatile und glazigene Ablagerungen in der Bode-Talung zwischen Quedlinburg und Stassfurt im nordöstlichen Harzvorland*. Dipl.-Arb. u. selbst. geol. Kart. Univ. Hannover, 89S., Hannover [unveröff.].
- Wieggers, F.** (1932a) Das Alter des Diluviums in der Gegend zwischen Oschersleben - Bode und Staßfurt und der Verlauf der diluvialen Bodeterrasse. *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, **52** (1) (für 1931), 447-456, Berlin.
- Wieggers, F.** (1932b) *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern, Bl. Gröningen*. 41S., Berlin.
- Winsemann, J. & Asprien, U.** (2001) Glazilakustrine Deltas am Südrand des Wesergebirges: Aufbau, Entwicklung und Kontrollfaktoren. In: *Dierk Henningsen - Festschrift* (Hrsg. I. Schülke, R. Fischer und F. Wrobel), Geol. Beitr. Hannover, **2**, 139-157, Hannover.

Winter, S. (1998) *Petrographie und Interngefüge Drenthe-zeitlicher Grundmoränenkörper im niedersächsischen und sachsen-anhaltischen Bergland zwischen Vlotho (Weser) und Hoym (nordöstliches Harzvorland)*. Dipl.-Arb. Univ. Hannover, 70S., Hannover [unveröff.].

Winter, S. (1999) *Selbständige geologische Kartierung am Nordhang des Großen Fallsteins zwischen Osterode und Veltheim/Sachsen-Anhalt*. Dipl.-Kart. Univ. Hannover, 12S., Hannover [unveröff.].

Verwendete topographische Karten vom LGN (Landesvermessung + Geobasisinformation Niedersachsen):

TK 100 Bl. Braunschweig C3926

TK 100 Bl. Helmstedt C3930

TK 100 Bl. Goslar C4326

TK 100 Bl. Halberstadt C4330

11. ANHANG

11.1. Aufschlußbeschreibung

A1 Hornburg W

Die offengelassene Kiesgrube liegt westlich Hornburg auf dem Iberg am W-Rand der Ilse-Talung, ca. 25,0 m über Ilse. (TK 25 Bl. 3929 Schladen; R 4403825, H 5766920; GOF 117,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Bombien (1987)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand

0,5 qh // bo

3,0 Mittelterrassensedimente der Ecker-Radau: mG; (z. T. t1, u1), s2, fg3, gg5, kf / bn. Oben (bis 1,0 m u. GOF) Kryoturbationen, unten undeutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A1-1: 1,0 / A1-2: 2,5

A2 Wülperode

Die offengelassene Kiesgrube liegt 0,3 km nördlich Wülperode am E-Rand der Oker-Talung, ca. 23,0 m über Oker bzw. 20,0 m über Stimmecke - mittelterrassenzeitlicher Lauf der Ecker - (TK 25 Bl. 4029 Vienenburg; R 4403990, H 5762340; GOF 137,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

0,5 qh // bo

1,0 weichselzeitliche Lößderivate

8,0 Mittelterrassensedimente der Ecker-Radau: mG; t1, u1, s2, fg3, gg3, kf / bn. Undeutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A2-1: 6,0

A3 Lüttgenrode

Die offengelassene Kiesgrube liegt 0,4 km nordwestlich Lüttgenrode zwischen Stimmecke- und Ilse-Talung, ca. 17,0 m über Stimmecke - mittelterrassenzeitlicher Lauf der Ecker - (TK 25 Bl. 4029 Vienenburg; R 4407550, H 5760740; GOF 140,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

0,5 qh // bo

3,5 Mittelterrassensedimente der Ecker: fG; (obz: t2, u1), s2, mg3, gg3, kf / bn. undeutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A3-1: 3,0 / A3-2: 0,5

A4 Suderode

Die Kiesgrube liegt 0,7 km nördlich Suderode am E-Rand der Stimmecke-Talung, ca. 20,0 m über Stimmecke - mittelterrassenzeitlicher Lauf der Ecker - (TK 25 Bl. 4029 Vienenburg; R 4405650, H 5762000; GOF 130,0 m ü. NN)

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992), Reinecke (2000)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,5 qh // bo (abgeschoben)

4,5 Mittelterrassensedimente der Ecker-Radau: mG-gG; s2-3, fg3, kf / bn. Undeutliche Schichtung, cm-mächtige und m-lange schluffige Sandeinschaltungen

Probenentnahme (m u. GOF): A4-1: 4,3 / A4-3: 2,2 / A4-4: 0,7

B5 Hornburg E

Die Bohrung liegt 0,3 km südöstlich Hornburg am S-Rand des Großen Bruchs, ca. 25,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 3929 Schladen; R 4405127, H 5766675; GOF 116,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

0,7 Mittelterrassensedimente der Ecker-Radau: fG; t1, u1, s2, mg3, gg2, k / grbn

1,0 elsterzeitliche Fließerde: U; t4, s2, g2, k / bn

Probenentnahme (m u. GOF): B5-1: 0,6

S6 Steinmühle

Der Schurf wurde in einem alten Sinterkalkbruch 0,6 km westlich Steinmühle am S-Rand des Großen Bruchs angelegt, ca. 27,0 m über Schiffgraben (TK 25 Bl. 3930 Hessen; R 4410390, H 5767900; GOF 112,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992), Winter (1999)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

1,5 weichselzeitliche Fließerde: U; u1, fs2, k / gebn

2,0 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: fG; gs3, mg3, kf / rtbn

3,5 Bohrung: bis Endteufe Kies

Probenentnahme (m u. GOF): S6-1: 1,7

A7 Hessen N

Die offengelassene Kiesgrube liegt 1,6 km nördlich Hessen am S-Rand des Großen Bruchs, ca. 25,0 m über Aue - mittelterrassenzeitlicher Lauf des Ilse-Rammelsbachsystems - (TK 25 Bl. 3930 Hessen; R 4416780, H 5767410; GOF 120,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

0,5 qh // y

1,0 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: mG; s2, fg4, gg2, kf f / bn, undeutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle.

2,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: S; g2, kf / bn, deutliche Parallelschichtung

2,5 ?früherelsterzeitliche Fließerde: S; t1, u2, g2, kf / bn

9,0 Tonstein des Mittelkeupers (nach Bachmann, 1992)

Probenentnahme (m u. GOF): A7-1: 2,0 / A7-2: 1,0

A8 Hessen S

Die offengelassene Kiesgrube liegt 0,7 km südöstlich Hessen am E-Rand einer ausgeprägten Talung, ca. 20,0 m über Aue - mittelterrassenzeitlicher Lauf des Ilse-Rammelsbachsystems - (TK 25 Bl. 3930 Hessen; R 4417290, H 5764980; GOF 122,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

0,5 qh // bo

2,0 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: mG; s2-3, fg3, gg2, kf / bn, undeutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle

4,0 Tonstein des Mittelkeupers (nach Bachmann, 1992)

Probenentnahme (m u. GOF): A8-1: 0,7 / A8-2: 2,0

A9 Deersheim

Die Kiesgrube liegt 1,0 km nördlich Deersheim am W-Rand einer ausgeprägten Talung, ca. 28,0 m über Aue - mittelterrassenzeitlicher Lauf des Ilse-Rammelsbachsystems - (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4416550, H 5762950; GOF 135,0 m ü. NN)

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992), Reinecke (2000)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand gliedert sich in 3 Abbausohlen

Sohle 3

0,5 weichselzeitliche Lößderivate (abgeschoben)

5,5 Sohle 2 und 3: Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: mG; s2-3, fg4, gg2, kf / gr, undeutliche Schichtung, z.T. Dachziegellagerung der Kiesgerölle, dm-mächtige und m-lange schluffige Sandeinschaltungen

Sohle 2

8,5 Sohle 2: ?spätesterzeitliche Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: mG; s2, fg3, gg3, kf / gr, z. T. 0,5 m mächtige und 10 m lange sandige Schluffeinschaltungen mit feiner Horizontalschichtung, lokale Abschiebungen in dm- bis m-Bereich, die auf abschmelzendes Toteis zurückzuführen sind

Sohle 1

9,5 elsterzeitliche Fließerde U; t1, s1, g2 k / bn, der Hauptanteil besteht aus kantengerundetem Gesteinskomponenten des Muschkalks

13,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, fg-mg2, gg1, kf / hgr, deutliche Parallelschichtung, im oberen Teil mit erosiv-rinnenförmiger Grenze eine m-mächtige und mehrere m-lange Schluffeinschaltung mit feiner Parallelschichtung

Bohrung:

14,0 qh // y

15,4 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: gS; fs2, ms3, fg3, mg2, kf / bn

16,8 elsterzeitliche Fließerde: U; t3, s2, kf / rtbn

Probenentnahme (m u. GOF): A9-1: 13,0 / A9-2: 11,0 / A9-3: 10,5 / A9-4: 10,0 / A9-5: 7,0 / A9-6: 5,7 / A9-7: 2,0 / A9-8: 4,0 / A9-9: 2,5 / A9-10: 1,5 / A9-11: 1,0

S10 Berßel

Der Schurf wurde in einer offengelassene Kiesgrube angelegt und liegt 1,9 km nordöstlich Berßel am E-Rand der Ilse-Talung, ca. 15,0 über Ilse (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4416780, H 5759380; GOF 148,0 m ü. NN)

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

0,5 qh // y

1,0 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: mG; s2, fg3, gg2, kf / grbn

Probenentnahme (m u. GOF): S10-1: 0,8

B11 Schauen

Die Bohrung liegt 1,9 nordwestlich Schauen zwischen Stimmecke- und Ilse-Talung, ca. 11,0 m über Stimmecke - mittelterrassenzeitlicher Lauf der Ecker - (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4410283, H 5758860; GOF 172,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,2 qh // bo

1,2 Mittelterrassensedimente der Ecker: T; s1, g2, kf / gngr; relikthafes, umlagertes Vorkommen, das nach seiner Petrographie als Fließerde anzusprechen ist

Probenentnahme (m u. GOF): B11-1: 0,7

B12 Stapelburg

Die Bohrung liegt 2,6 km nördlich Stapelburg am E-Rand der Ecker-Talung, ca. 15,0 m über Ecker (TK 25 Bl. 4029 Vienenburg; R 4408167, H 5755435; GOF 212,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,2 Relikt eines Mittelterrassensediments der Ecker: T; s2, g4, kf / gngrbn, umlagertes Vorkommen, das nach seiner Petrographie als Fließerde anzusprechen ist

Probenentnahme (m u. GOF): B12-1: 0,7

B13 Zilly W

Die Bohrung liegt 1,0 km westlich Zilly am E-Rand der Ilse-Talung, ca. 22,0 m über der Ilse (TK 25 Nr. 4030 Osterwieck, R 4417932, H 5756920; GOF 162,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,1 weichselzeitliche Lößderivate

1,9 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: fG; u2, s2, mg4, gg3, k / bn

Probenentnahme (m u. GOF): B13-1: 1,5

B14 Zilly S

Die Bohrung liegt 1,0 km südlich Zilly am E-Rand der Ilse-Talung, ca. 25,0 über Ilse (TK 25 Nr. 4030 Osterwieck, R 4419303, H 5756175; GOF 165,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente des Ilse-Rammelsbachsystems: fG; s2, mg4, gg3, kf / bngr

Probenentnahme (m u. GOF): B14-1: 0,8

B15 Danstedt

Die Bohrung liegt 1,8 km nordwestlich Danstedt, östlich der Ilse-Talung (7,5 km entfernt) bzw. nördlich der Holtemme-Talung (7,0 km entfernt), ca. 45,0 m über Ilse bzw. 35,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4031 Dardesheim; R 4422505, H 575566; GOF 195,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,9 Oberterrassensedimente des Ilse-Rammelsbach-Holtemme-Goldbachsystems: fG; t1, u1, s2, mg3, gg3, kf / grbn

Probenentnahme (m u. GOF): B15-1: 1,0

B16 Lustberg N

Die Bohrung liegt 3,0 km nördlich Wernigerode am E-Rand der Rammelsbach-Talung, ca. 15,0 m über Rammelsbach (TK 25 Nr. 4130 Wernigerode; R 4414643, H 5748760; GOF 241,0 ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,4 qh // bo

0,7 Mittelterrassensedimente des Rammelsbachs: mG; s2, fg4, gg2, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): B16-1: 0,5

A17 Lustberg

Die offengelassene Kiesgrube liegt 2,0 km nördlich Wernigerode, am NW-Rand des Lustbergs, östlich der Rammelsbach-Talung, ca. 20,0 m über Rammelsbach (TK 25 Nr. 4130 Wernigerode; R 4414840, H 5748010, GOF 253,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter Reinecke (2000)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der SE-Wand

qh // bo (abgeschoben)

2,5 Mittelterrassensedimente des Rammelsbachs: mG; u2, s2, fg3, gg3, kf / rtbn; undeutliche Schichtung und oben (bis 0,4 m u. GOF) Kryoturbationen

Bohrung:

4,5 elsterzeitlicher Geschiebelehm: U; t3, s2, fg1, kf / rtbn

Probenentnahme (m u. GOF): B17-1: 1,5 / B17-2: 0,7

B18 Wernigerode NW

Die Bohrung liegt 0,8 km nordwestlich Wernigerode zwischen Rammelsbach- und Holtemme-Talung, ca. 5,0 m tiefer als Rammelsbach bzw. 10,0 m über Holtemme (TK 25 Nr. 4130 Wernigerode; R 4414899, H 5746730; GOF 235,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,4 qh // bo

0,9 (?) spätsaalezeitlicher Rammelsbachkies: mG; t2, u2, s2, fg3, gg3, kf / bn

1,2 (?) saalezeitlicher Geschiebelehm: T; u3, s2, g2, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): B18-1: 0,7

S19 Wahrberg

Der Schurf liegt 1,5 km nordwestlich Ilsenburg, östlich der Ilse-Talung, ca. 35,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4410920; H 5748700; GOF 281,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,7 Schmelzwassersedimente unklarer Stratigraphie : mG; s1, fg3, gg3, k1 / bn

1,5 Schmelzwassersedimente ,, : mg; t2, u2, s2, fg3, gg2, k1 / bn

Bohrung:

2,5 Schmelzwassersedimente ,, : mG, t2, u2, s2, fg3, gg1, k1 / bn

3,3 Schmelzwassersedimente ,, : U; s2, g2, kf / bn

3,5 Schmelzwassersedimente ,, : U; s1, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): S19-1: 1,0 / S19-2: 1,5

S20 Ilsenburg S

Der Schurf liegt am S-Rand Ilsenburg, östlich der Ilse-Talung, ca. 14,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4409030, H: 5747960; GOF 281,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

10,0 Mittelterrassensedimente der Ilse: mG; U2, s3, fg3, gg4, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): S20-1: 1,0

S21 Saßberg

Der Schurf liegt 1,4 km östlich Veckenstedt zwischen Ecker- und Ilse-Talung, ca. 35,0 m über Ecker bzw. 65,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4410840, H 5752900; GOF 256,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter Reinecke (2000)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,2 qh // bo

0,5 Relikt eines Oberterrassensediments der Ecker: T; u4, s2, g2, k / bn, umlagertes Vorkommen, das nach seiner Petrographie als Fließerde anzusprechen ist

0,7 Mergelstein der Oberkreide

Probenentnahme (m u. GOF): S21-1: 0,5

S22 Ilsenburg NW

Der Schurf lag in einer Baugrube am NW-Rand Ilsenburg, ca. 18,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4408600, H 5749370; GOF 270,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

0,5 qh // bo (abgeschoben)

2,5 Mittelterrassensedimente der Ilse: mG; s2, fg3, gg3, kf / rtbn, undeutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): S22-1: 2,0 / S22-2: 1,0

S23 Schmatzfeld

Im Zuge des B6 Neuausbaus war kurzzeitig ein 30,0 m langes und 4,0 m mächtiges Profil aufgeschlossen, das 2,3 km südwestlich Schmatzfeld am E-Hang der Ilse-Talung lag, ca. 6,0 m über Rammelsbach bzw. 12,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4413770, H 5749670; GOF 221,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

0,5 qh // bo (abgeschoben)

1,5 saalezeitlicher Geschiebemergel: U; t3, s2, g2, k / bn; in Linsen auftretend saalezeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs2, fg-mg2, k / hgr

2,5 Mittelterrassensedimente der Ilse: mG; s2, fg3, gg1, kf / gr; undeutliche Schichtung

4,5 Campanzeitlicher Mergelstein

Probenentnahme (m u. GOF): S23-1: 1,5 / S23-2: 2,5

S24 Darlingerode

Im Zuge eines Drainageschurfs am NE-Rand Darlingerode, östlich der Ilse-Talung war ein 1,3 m mächtiges Profil aufgeschlossen, ca. 8,0 m über Rammelsbach (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4413220, H 5747220; GOF 259,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,7 weichselzeitliche Fließerde: U; s2, g2, kf / bn

1,5 Mittelterrassensedimente des Rammelsbachs: mG; s2, fg3, gg3, kf / gr; undeutliche Schichtung.

Probenentnahme (m u. GOF): S24-1: 1,0 / S24-2: 1,5

B25 Silstedt

Die Bohrung liegt ca. 0,2 km südlich Silstedt am SE-Rand der Holtemme-Talung, ca. 9,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4420359, H 5747476; GOF 202,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente der Holtemme: mG; s2, fg3, gg3, kf-k1 / grbn.

Probenentnahme (m u. GOF): B25-1: 0,7

A26 Derenburg

Die Kies-/Sandgrube liegt 2,5 km nordöstlich Derenburg am NW-Rand der Holtemme-Talung, ca. 12,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4426520, H 5751010; GOF 160,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Bachmann (1992) und Piper (1995)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand

qh // bo (abgeschoben)

5,0 quartäre Abfolge ist abgebaut

11,0 Schmelzwassersedimente unklarer Stratigraphie: Wechselfolge aus mS; fs3, gs3, g2, kf / bn bis fG; s3, mg-gg2 / bn; deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung mit wechselnden Einfallrichtungen

Probenentnahme (m u. GOF): A26-1: 4,0 / A26-2: 3,5 / A26-3: 0,5

S27 Steinkuhlenberg

Der Schurf wurde in einer offengelassene Kies-/Sandgrube angelegt und liegt 1,0 km westlich Mahndorf am N-Rand der Holtemme-Talung, ca. 12,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4427510, H 5750580; GOF 164,0 m ü. NN)

frühere Bearbeiter: Rosenberger & Altermann (1975) und Piper (1995)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

1,5 weichselzeitliche Lößderivate

2,0 Schmelzwassersedimente unklarer Stratigraphie: gS; s3, fg,3, mg3, gg2, k / bn

Probenentnahme (m u. GOF): S27-1: 2,0

A28 Mahndorf

Die offengelassene Kiesgrube liegt 0,9 km westlich Mahndorf am N-Rand der Holtemme-Talung, ca. 12,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4427680, H 5750600; GOF 150,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der NW-Wand

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente der Holtemme: mG; s2, fg3, gg3, k / bn; undeutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle

2,0 Sandstein der Unterkreide

Probenentnahme (m u. GOF): A28-1: 1,5

B29 Halberstadt

Die Bohrung liegt 0,6 km nordöstlich Halberstadt am E-Rand der Holtemme-Talung, ca. 8,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4132 Halberstadt; GOF 113,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,3 qh // bo

0,4 weichselzeitliche periglaziäre Sedimente: U; t1, s2, g2, k / hgr

0,7 Mittelterrassensedimente der Holtemme: fG; s3, mg4, gg1, k / gr

1,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: U; fs3, k / hbn

Probenentnahme (m u. GOF): B29-1: 0,5

A30 Westerhausen

Die offengelassene Kiesgrube liegt 1,3 km westlich Westerhausen am N-Rand der Zapfenbach-Talung, ca. 8,0 m über Zapfenbach bzw. 15,0 m über Goldbach (TK 25 Bl. 4132 Halberstadt; R 4432915, H 5741555; GOF 155,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Krull (1996)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,3 qh // bo

1,8 Mittelterrassensedimente des Goldbachs (?): fG; s3, u1, mg4 gg3, kf / bn; undeutliche Schichtung und Einschaltungen von schwach feinsandigen Schluffbändern

3,5 Coniac- bis santonzeitlicher Sandstein

Probenentnahme (m u. GOF): A30-1: 0,5 / A30-2: 1,5

A31 Timmenrode

Die offengelassene Kiesgrube liegt 1,0 km südöstlich Timmenrode am S-Rand der Jordansbach-Talung, ca. 8,0 m über Jordansbach (TK 25 Bl. 4232 Quedlinburg; R 4432500, H 5737430; GOF 188,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2000)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,2 qh // y

2,4 Mittelterrassensedimente des Jordansbachs: mG; s2, fg3, gg3, k / grbn; undeutliche Schichtung und im oberen Bereich (bis 1,8 m u. GOF) Kryoturbationen

Probenentnahme (m u. GOF): A31-1: 2,0

A32 Warnstedt

Die Kiesgrube liegt 1,7 km nordwestlich Warnstedt, nordwestlich der Bode, ca. 45,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4232 Quedlinburg; R 4433560, H 5739590; GOF 192,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Krull (1996)

In der Grube sind proximale Schmelzwassersedimente unklarer Stratigraphie mit hohem Anteil an resedimentierten Bodematerial aufgeschlossen. Diese Sedimente wurden durch den oszillierenden Eisrand des nordischen Inlandeises nachträglich glazitektonisch überprägt.

In der Grube sind verschiedene Abfolgen beobachtbar, die lateral wechseln. Die Wandhöhe beträgt max. 8,0 m, das Profil liegt an der S-Wand. An der Grubensohle war kurzzeitig eine Grundmoräne aufgeschlossen, die intensiv glazitektonisch verfaltet war. Darüber folgt z.T. eine Wechselfolge aus schwach sandigem Mittel- bis Grobkies, schluffigem Mittelsand und sandigem Schluff. Teilweise besteht die Abfolge nur aus sandigem Mittel- bis Grobkies.

Der Kies weist undeutliche Horizontal- bis Schrägschichtung im dm-Bereich auf, die Kiesgerölle zeigen Dachziegellagerung. Im Sand ist gute Schichtung in Form von feiner Horizontalschichtung oder Schrägschichtung im cm- bis dm-Bereich beobachtbar.

In der Kiesabfolge treten Abschiebungen im dm-Bereich infolge von abschmelzendem Toteis auf.

Probenentnahme (m u. GOF): A32-5: 6,0 / A32-6: 4,5 / A32-8: 2,0

Ap33 Nienhagen

Die ehemalige Kiesgrube liegt 1,2 km südwestlich Nienhagen am N-Rand der Holtemme-Talung, ca. 12,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4032 Schwanebeck; R 4441587, H 5756864; GOF 101,0 m ü. NN). Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse konnte keine Neuaufnahme dieser Kiesgrube durchgeführt werden.

frühere Bearbeiter: Piper (1995)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

1,0 weichselzeitliche Lößderivate

3,0 Mittelterrassensedimente der Bode-Holtemme: mG; s2, fg-gg3, k / gr; mäßig deutliche Schichtung

6,0 Mittelterrassenzeitliche Interstadialsedimente: U; fs2, k / hbn; deutliche Parallelschichtung

13,0 Mittelterrassensedimente der Bode-Holtemme: mG; s2, fg-gg3, k / gr; mäßig deutliche Schichtung, erosiv gekappte Eiskeile

Probenentnahme nach Piper (1995) (m u. GOF): Ap33-P1-1,1: 10,0 / Ap33-P1-1,2: 6,5 / Ap33-P1-1,3: 6,3 / Ap33-P1-1,4: 6,1 / Ap33-P1-4: 1,5

Aw34 Großalsleben

Die verfallende Kiesgrube liegt 1,0 km südlich Großalsleben am E-Rand der Bode-Talung, ca. 13,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4033 Gröningen; R 4446500, H 5759650; GOF 97,0 m ü. NN). Aufgrund der schlechten Aufschlußverhältnisse konnte keine Neuaufnahme dieser Kiesgrube durchgeführt werden.

frühere Bearbeiter: Weymann (1997), Groetzner & Weymann (1998)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand und S-Wand

0,5 qh // bo (abgeschoben)

1,0 saalezeitliche Grundmoräne der "Zeitler Phase" bzw. "Hamelner Phase": besitzt nach Geschiebelängsachseneinregelung einen Eisvorstoß aus NW

- 4,5 saalezeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs3, gs3, g2, kf / bn; unten Einschaltungen von Fließmoränen; oben mit erosiver Grenze Einschaltungen von sandigem Feinkies. An der E-Grubenwand treten Abschiebungen im dm-Bereich auf, die auf partielles Abschmelzen von Toteisblöcken einer kurzzeitigen, stationären Eisrandlage nahe dem Aufschlußort hindeuten.
An der S-Grubenwand treten in den Sedimenten glazitektonische Deformationen und Überschiebungen im m-Bereich mit Einfallen nach E bis SE auf. Dieses scheinbare widersprüchliche Einfallen E bis SE im Vergleich zur Eisvorstoßrichtung aus NW wird aufgrund "Toteisanschub" des drenthezeitlichen Haupteisvorstosses interpretiert.
- 9,0 Mittelterrassensedimente der Bode-Selke-Eine-Holtemme: mG; s2, fg3, gg2, kf / gr; undeutliche Schichtung
- Probenentnahme (m u. GOF): Aw34-6.2.1.: 8,5 / Aw34-6.2.2.: 7,5 / Aw34-6.2.4.: 6,0 / Aw34-6.2.7.: 5,0 / Aw34-6.2.7.a: 4,8 / Aw34-6.2.8.: 4,5 / Aw34-6.2.9.: 4,2 / Aw34-6.2.10.u.: 4,0 / Aw34-6.2.10.o.: 3,8 / Aw34-6.3.8.: 1,5 / Aw34-6.3.9.: 0,5

A35 Alikendorf

Die Kiesgrube liegt 0,5 km westlich Alikendorf am S-Rand der Bode-Talung, ca. 12,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4033 Gröningen; R 4450350, H 5761320; GOF 92,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Weymann (1997)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

- 0,5 qh // bo (abgeschoben)
- 3,5 Mittelterrassensedimente der Bode-Selke-Eine-Holtemme: fG-mG; s2-3, gg2, kf / gr; mäßig deutliche Schichtung aus cm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen leichte Schrägschichtung
- 4,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: U; fs2, mg1, kf / hbn
- 7,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, fg3, mg2, kf / bn; deutliche Schrägschichtung mit wechselnden Einfallrichtungen, an der Schichtobergrenze sind Eiskeile beobachtbar, die z. T. mit Mittelterrassensedimenten verfüllt sind

Probenentnahme (m u. GOF): A35-1: 6,5 / A35-2: 5,5 / A35-3: 3,5 / A35-4: 3,0 / A35-5: 2,0

A36 Wegeleben

Die Kiesgrube liegt 3,0 km östlich Wegeleben am SW-Rand der Bode-Talung, ca. 12,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4133 Wegeleben; R 4446350, H 5748360; GOF 112,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Weymann (1997)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

- 1,0 weichselzeitliche Lößderivate
- 1,5 saalezeitlicher Geschiebemergel
- 8,0 Mittelterrassensedimente des Bode-Selke-Eine: mG; u2, s2, fg3, gg2, kf / gr; mäßig deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies, z.T. feinsandigem Schluff oder feinkiesigem Sand.
- 11,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: fS; ms-gs2, fg-mg1, kf / br; deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung, die von Rinne zu Rinne wechselnde Einfallrichtungen aufweisen.

Bohrung

- 15,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: U-fS; ms1, kf / bn
- 21,5 kve
- 22,0 elsterzeitliche Fließerde (?): U, t2, s2, g1, kf / rtbn

Probenentnahme (m u. GOF): A36-1: 7,5 / A36-2: 2,5

A37 Wedderstedt

Die Grube liegt etwa 0,8 km südwestlich Wedderstedt am E-Rand der Bode-Talung, ca. 10,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4133 Wegeleben; R 4447160, H 5744500; GOF 115,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Weymann (1997)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,5 weichselzeitliche Lößderivate
7,0 Mittelterrassensedimente der Bode: mG; s2, fg4, gg3, kf / gr; undeutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies, z.T. feinsandigem Schluff oder feinkiesigem Sand, oben (bis 1,5 m u. GOF) Kryoturbationen

8,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs2, fg-mg1, kf / br; deutliche Schichtung

Bohrung:

11,5 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs2, fg2, kf / br

Probenentnahme (m u. GOF): A37-4: 8,0 / A37-1: 7,5 / A37-1a: 5,8 / A37-2: 5,0 / A37-3: 3,5

A38 Ditfurt

Die offengelassene Kiesgrube liegt 1,5 km südöstlich Ditfurt am E-Rand der Bode-Talung, ca. 14,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4133 Wegeleben, R 4445900, H 5743140; GOF 120,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Weymann (1997)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,7 qh // y

2,7 Mittelterrassensedimente der Bode: mG; s2, fg4, gg5, k / dgr, undeutliche Schichtung, Dachziegel-lagerung der Kiesgerölle

3,0 Schluffbank: U, k / gr

3,8 Mittelterrassensedimente der Bode: mG; u2, s2, fg3, gg3, kf / hbn, undeutliche Schichtung

5,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; ss3, gs4, gg3, kf / hbn, deutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A38-1: 4,5 / A38-2: 3,5 / A38-3: 2,5 / A38-4: 1,0

A39 Quedlinburg

Die offengelassene Kiesgrube liegt am NE-Rand von Quedlinburg am E-Rand der Bode-Talung, ca. 15,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4443000, H 5739850, GOF 135,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Krull (1996)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand

qh // bo (abgeschoben)

1,0 weichselzeitliche Lößderivate

7,0 Mittelterrassensedimente der Bode: mG; s2, fg4, gg3, k / gr, undeutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies, selten schluffigen Sand, vereinzelt treten 5,0 m vertikale Frostspalten auf

Probenentnahme (m u. GOF): A39-1: 6,0 / A39-2: 4,5 / A39-3: 3,0

A40 Weddersleben

Der kleine Wandaufschluß liegt 0,8 km nordöstlich Weddersleben am W-Rand der Bode-Talung, ca. 18,0 m über Bode (TK 25 Bl. 4232 Quedlinburg; R 4437860, H 5737690; GOF 148,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Krull (1996)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme am W-Hang

3,0 nicht sichtbar

5,5 Mittelterrassensedimente der Bode: mG; s2, fg3, gg3, kf / grbn, undeutliche Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A40-1: 4,0

B41 Rieder

Die Bohrung liegt 1,5 km nördlich Rieder am E-Rand der Bicklingsbach-Talung, ca. 8,0 m über Bicklingsbach (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4442850, H 5735788; GOF 163,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente des Bicklingsbachs: mG; u2, s2, fg4, gg4, kf / grbn

Probenentnahme (m u. GOF): B41-1: 0,8

B42 Hausneindorf

Die Bohrung liegt 0,8 km südöstlich Hausneindorf am E-Rand der Selke-Talung, ca. 9,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4133 Wegeleben; R 4450782, H 5744465; GOF 118,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,7 qh // bo

1,5 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: mG; s2, fg3, gg2, k / bn

1,8 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, fg2, mg1, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): A42-1: 1,0

B43 Nachterstedt

Die Bohrung liegt ca. 1,0 km östlich Nachterstedt am E-Rand der Selke-Talung, ca. 8,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4133 Wegeleben; R 4452868, H 5741091; GOF 124,0 ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: mG; s2, fg4, gg3, k / hbn

Probenentnahme (m u. GOF): A43-1: 0,7

A44 Hoym

Die Kiesgrube liegt 1,0 km östlich Hoym am NE-Rand der Selke-Talung, ca. 12,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4454280, H 5738950; GOF 138,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Krull (1996), Winter (1998), Groetzner & Winter (1998)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand gliedert sich in 3 Abbausohlen

Sohle 3

0,5 weichselzeitliche Lößderivate (abgeschoben)

2,0 drenthezeitlicher Geschiebemergel: fS; t2, u4, g2, k / bn, gering verfestigt: Ausschmelzmoräne

3,0 drenthezeitlicher Geschiebemergel: U; t2, s2, g2, k / bn, stark verfestigt: Absetzmoräne; im unteren Bereich bis 0,2 m mächtige Zerscherungszone (Sohlmoräne) bestehend aus fS; u3, ms4, gs3, fg2, k / hbn.

6,0 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: mG; s3, fg4, gg3, kf / gr: mäßig deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies oder vereinzelt schluffigem Sand.

Sohle 2

6,3 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: s. o.

8,0 mittelterrassenzeitliche Fließerde, die durch solifludiale Prozesse in den Totarm des mittelterrassenzeitlichen Harzflußnetzes hinein gegliedert ist, ca. 40,0 m breit: Wechsellagerung von tonigem Schluff und schwach kiesigem Feinsand mit undeutlicher Horizontalschichtung im cm-Bereich

8,7 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: s.o.

Sohle 1

10,5 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: s.o.

12,0 elsterzeitlicher Geschiebelehm: U; t2, s2, g2, kf / dbn, lateral auskeilend und z. T. nur in Relikten erhalten

15,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs3, gs3, g2, kf / bn, ausgeprägte Schichtung

Probenentnahme (m u. GOF): A44-1: 14,0 / A44-2: 12,5 / A44-3: 10,0 / A44-4: 9,0 / A44-5: 8,5 / A44-22: 8,1 / A44-20: 7,5 / A44-21: 6,3 / A44-6: 6,0 / A44-7: 4,5 / A44-8: 3,5

B45 Asmusstedt

Die Bohrung liegt 1,0 km nördlich Asmusstedt, ca. 2,5 km westlich der Getel und 3,5 m tiefer als Getel (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4447657, H 5735744, GOF 158,0 m ü. NN).

Bisherige Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,1 spätsaalezeitliche (?) umgelagerte Sedimente der Getel: mS; fs3, gs2, fg2, mg2, gg2, k / bn

1,2 krcc Sandstein

Probenentnahme (m u. GOF): A45-1: 0,8

A46 Reinstedt

Die Kiesgrube liegt 1,0 km nordöstlich Reinstedt am NE-Rand der Selke-Talung, ca. 10,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4456330, H 5737070; GOF 141,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

1,0 weichselzeitliche Lößderivate

9,0 Mittelterrassensedimente der Selke: mG; s2, fg3, gg4, kf / gr, mäßig deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies und vereinzelt schluffigem Sand, z.T. bis zu 8,0 m vertikale Eiskeile, selten mehrere m-lange Kryoturbationen.

Probenentnahme (m u. GOF): A46-1: 8,0 / A44-3: 4,5 / A44-4: 2,5

B47 Sinsleben

Die Bohrung liegt 0,5 km nordöstlich Sinsleben am W-Rand der Selke-Talung, ca. 8,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4455032, H 5734399; GOF 155,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,4 qh // bo

1,0 weichselzeitliche Lößderivate

1,3 saalezeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, g3, k / bn

1,6 Mittelterrassensedimente der Selke: fG; s4, mg3, gg2, k / hgr

Probenentnahme (m u. GOF): B47-1: 1,5

B48 Meisdorf

Die Bohrung liegt 1,0 km nordöstlich Meisdorf am E-Rand der Selke-Talung, ca. 11,0 m über Selke (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4452411, H 5731799; GOF 178,0 m ü. NN).

frühere Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Mittelterrassensedimente der Selke: fG; u1, s2, mg4, gg3, kf / bn

Probenentnahme (m u. GOF): B48-1: 0,8

A49 Klintberg

Der Klintberg liegt 1,8 km nordwestlich Wilsleben am E-Rand der Ascherslebener Depression, 9,5 km nordwestlich der Eine, bildet einen 12,0 m hohen und 300,0 m breiten, N-S erstreckenden Hang (TK 25 Bl. 4134 Cochstedt; R 4459250, H 5742375; GOF 120,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,4 qh // bo

0,9 weichselzeitliche Lößderivate

1,5 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: fG; s3, mg4, gg2, k / bn, undeutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle.

1,8 mittelterrassenzeitliche Stillwassersedimente: U, s2, g2, k / bn

2,2 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: s. o.

5,0 elsterzeitliche Grundmoräne: U, t1, s3, g2, k / bn

Im südlichen Teil des Aufschlusses zunehmende saalezeitliche glazitektonische Verformung mit Überschiebungen und Verschuppungen, so daß die Mittelterrassensedimente auskeilen und die elsterzeitliche Grundmoräne nach oben geschuppt sind. Hinweis auf saalezeitliche Glazitektonik geben auch nordische Großgeschiebe über den Mittelterrassensedimenten.

Probenentnahme (m u. GOF): A49-1: 2,0 / A49-2: 1,0 / A49-1a: 2,0 / A49-2a: 1,0

A50 Aschersleben

Die Kiesgrube liegt 1,5 km nordwestlich Aschersleben am S-Rand der Ascherslebener Depression, ca. 15,0 m über Eine (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4460450, H 5737090; GOF 135,0 m ü. NN).

Bisherige Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand gliedert sich in 4 Abbausohlen

Sohle 4

0,5 qh // bo

1,5 weichselzeitliche Lößderivate

9,0 Mittelterrassensedimente der Eine: fG; s3, mg5, gg3, k / dgr, mäßig deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies und vereinzelt schluffigem Sand, Dachziegellagerung der Kiesgerölle. Vereinzelt wird die Abfolge von 5,0 m vertikalen Eiskeilen durchschlagen. Im oberen Bereich (bis 3,0 m u. GOF) sind die Mittelterrassensedimente durch sekundäre Kalkzementationen stark verfestigt.

Sohle3

9,5 Mittelterrassensedimente der Eine: s. o.

11,5 spätelster- oder fröhndrenthezeitliche Stillwassersedimente: U, fs2, k / gr, diese sind durch zwei Bodenhorizonte zweigeteilt, im mittleren Bereich ein Ah-Horizont und im oberen Bereich bis zur Obergrenze ein Bv-Horizont einer Braunerde. Somit muß die Akkumulation dieser Stillwassersedimente im mittleren Bereich kurzzeitig unterbrochen gewesen sein, Breite dieser Abfolge ca. 75,0 m, am nördlichen Ende mit erosiver Grenze eine Rinne, die mit umgelagerten elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten verfüllt ist: schluffiger, schwach kiesiger Sand, undeutlich verbogene Schichtung, die auf ein reinrutschen dieser Sedimente schließen läßt.

14,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, g3-4, k / bn, deutliche Schichtung aus cm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung, die von Rinne zu Rinne wechselnde Einfallrichtungen aufweisen, teilweise bestehen die Rinnen aus horizontalgeschichtetem Schluff.

Sohle 2

20,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, g2-3, k / bn, s. o.

Sohle 1

25,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: mS; fs2, gs3, g2, k / bn, s. o.

Probenentnahme (m u. GOF): A50-1: 23,0 / A50-2: 21,0 / A50-3: 15,0 / A50-4: 12,5 / A50-1,3: 12,0 / A50-20: 10,0 / A50-5: 9,5 / A50-7: 7,0 / A50-9: 5,0 / A50-10: 2,0

A51 Westdorf

Die Kiesgrube liegt am S-Rand von Westdorf westlich der Eine-Talung, ca. 12,0 m über Eine (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4460685, H 5733160; GOF 150,0 m ü. NN).

Bisherige Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der E-Wand

1,0 qh // bo (abgeschoben)

3,5 Mittelterrassensedimente der Eine: mG; s4, fg4, gg2, k / gr, undeutliche Schichtung

4,5 synsedimentärer Kryoturbationshorizont aus Material von Mittelterrassensedimenten: S; u3; g4, k / dbn, Obergrenze sehr stark wellig bis girlandenartig, Untergrenze mäßig wellig, Mächtigkeit bis 3,0 m, nach Norden auskeilend, nach Süden im dm-Bereich dünner werdend und geht in schluffigen Feinsand über.

5,0 Mittelterrassensedimente der Eine mit umgelagerten elsterzeitlichen Schmelzwassersedimenten aus nordischen Grobkiesgeröllen: mG; s3, fg4, gg3, k / gr, Dachziegellagerung der Kiesgerölle mit Fließrichtung aus Süden.

7,0 Mittelterrassensedimente der Eine: s. o.

Probenentnahme (m u. GOF): A51-2: 6,5 / A51-3: 5,5 / A51-4: 5,2 / A50-5: 3,8 / A50-6: 3,0 / A50-7: 2,0

A52 Welbsleben

Die offengelassene Kiesgrube liegt am NE-Rand von Welbsleben, am E-Hang der Eine-Talung, ca. 13,0 m über Eine (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4460720, H 5730610; GOF 162,5 m ü. NN).

Bisherige Bearbeiter: Ulrich (2001)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der S-Wand

0,5 qh // y

2,0 Mittelterrassensedimente der Eine: mG; s2, fg3, gg4, k / gr, undeutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle, Untergrenze scharf wellig

4,5 Mittelterrassensedimente der Eine: mG; s4, fg4, gg2, k / gr, mäßig deutliche Schichtung, Dachziegellagerung der Kiesgerölle

Probenentnahme (m u. GOF): A52-1: 4,0 / A52-2: 2,5 / A52-4: 1,0

S53 Tänne

Der Schurf liegt im Harz, 1,1 km südwestlich Darlingerode am E-Rand der Tänne-Talung, ca. 0,5 m über Tänne (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4411190, H 5746150; GOF 320,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Niederterrassensedimente der Tänne: mG; s2, fg3, gg4, kf / dgr

Zu Vergleichszwecken wurde aus den Niederterrassensedimenten der Tänne eine Probe entnommen.

Probenentnahme (m u. GOF): A53-1: 0,8

S54 Rammelsbach

Der Schurf liegt im Harz, 1,0 km südwestlich Darlingerode am W-Rand der Rammelsbach-Talung, ca. 0,5 m über Rammelsbach (TK 25 Nr. 4130 Wernigerode; R 4411550, H 5745850; GOF 300 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Niederterrassensedimente des Rammelsbachs: mG; s2, fg3, gg4, kf / dgr

Zu Vergleichszwecken wurde aus den Niederterrassensedimenten des Rammelsbach eine Probe entnommen.

Probenentnahme (m u. GOF): A54-1: 0,8

A55 Abbenrode

Die Kiesgrube liegt 1,1 km nördlich Abbenrode am E-Rand der Ecker-Talung, ca. 25,0 m über Ecker bzw. 12,0 m über Stimmecke - mittelterrassenzeitlicher Lauf der Ecker - (TK 25 Nr. 4029 Vienenburg; R 4405480, H 5757250; GOF 175,0 m ü. NN).

Bearbeiter: Feldmann (1997), Feldmann & Winter (1998) und Winter (1998)

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der N-Wand

0,5 qh // bo (abgeschoben)

8,0 saalezeitliche Schmelzwassersedimente: glazitektonisch überprägte Sandabfolge

12,0 Mittelterrassensedimente der Ecker: mG; s2-3, fg3, gg3 / bn, undeutliche Schichtung

In der Kiesgrube wurde aus den Mittelterrassensedimenten der Ecker eine Vergleichsprobe entnommen.

Probenentnahme (m u. GOF): A55-1: 10,0

S56 Benzingerode

Der Schurf liegt 1,4 km nordwestlich Benzingerode, ca. 20,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4420280, H 5746030; GOF 225,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 kaltzeitliche Flußsedimente eines lokalen Bachs: mG, s2, fg3, gg3, kf / dgr

Zu Vergleichszwecken wurde aus kaltzeitlichen Flußsedimenten eines lokalen Harzbachs eine Probe aus entnommen.

Probenentnahme (m u. GOF): A56-1: 0,8

S57 Osterwieck

Der Schurf liegt 0,3 km nördlich Osterwieck am N-Rand der Ilse-Talung, ca. 35,0 m über Ilse (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4412190, H 5761210; GOF 150,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo

1,0 Relikt eines Oberterrassensediments des Ilse-Rammelsbach-Holtemme-Goldbachsystems: U; t2, g3, kf / dgr, umgelagertes Vorkommen, das nach seiner Petrographie als Fließerde anzusprechen ist

Probenentnahme (m u. GOF): A57-1: 0,8

A58 Frose

Die kleine Kiesgrube liegt 2,7 km südöstlich Frose am SE-Rand der Seeländerei, ca. 15,0 m über Eine (TK 25 Bl. 4234 Aschersleben; R 4459040, H 5737860; GOF 136,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF) Profilaufnahme an der W-Wand

- 1,0 weichselzeitliche Lößderivate (abgeschoben)
- 4,0 Mittelterrassensedimente des Selke-Einesystems: mG; s3, fg3, gg3, kf / gr, mäßig deutliche Schichtung aus dm-mächtigen und m-langen Rinnen, in den Rinnen Schrägschichtung aus sandigem Kies und vereinzelt schluffigem Sand
- 6,0 elsterzeitliche Schmelzwassersedimente: fG; s4, mg3, gg2, k / dbn, deutliche planeare Schrägschichtung mit Einfallen nach Norden
- 9,0 elsterzeitlicher Geschiebelehm: U; t3, s2, g2, kf / dgrbn, teilweise zweigeteilt und dazwischen lagert z.T. ein 1,0 mächtiges Sandband mit glazitektonischen Streßgefüge

Probenentnahme (m u. GOF): A58-2: 4,5 / A58-3: 3,0 / A58-4: 1,5

S59 Wernigerode

Der Schurf wurde im Zuge des B6 Neuausbaus am S-Hang angelegt und liegt 1,2 km nordöstlich Wernigerode am E-Rand der Holtemme-Talung, ca. 8,0 m über Holtemme (TK 25 Bl. 4130 Wernigerode; R 4418265, H 5747490; GOF 215 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

- 1,0 weichselzeitliche Lößderivate
- 3,0 Mittelterrassensedimente der Holtemme: mG; s2, fg3, gg3, k / bn
- 8,0 Mergelstein der Oberkreide

Probenentnahme (m u. GOF): S59-1: 2,5

Sp60 Blauer Berg

Der Schurf liegt 1,8 km südwestlich Langenstein am E-Rand der Goldbach-Talung, ca. 35,0 m über Goldbach (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4429345, H 5745335; GOF 180,0 m ü. NN).

Bisheriger Bearbeiter: Piper (1995)

Oberterrassensedimente des Goldbachs

Probenentnahme nach Piper (1995) (m u. GOF): Sp60-A7-1: 0,5

Sp61 Regenstein

Der Schurf liegt 1,0 km nördlich Blankenburg am E-Rand der Goldbach-Talung, ca. 35,0 über Goldbach (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4427375, H 5742665; GOF 230,0 m ü. NN).

Bisheriger Bearbeiter: Piper (1995)

Oberterrassensedimente des Goldbachs

Probenentnahme nach Piper (1995) (m u. GOF): Sp61-A6-1: 0,5

Ba Saßberg (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4410868, H 5752910; GOF 255,0 m ü. NN; ca. 34,0 m über Ecker bzw. 64,0 m über Ilse)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

- 0,2 qh // y
- 0,5 Relikt eines Oberterrassensediments: T; u4, s1, g2, kf / bn
- 0,6 Mergelstein der Oberkreide

Bb Saßberg (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; R 4410238, H 5754105; GOF 230,0 m ü. NN; ca. 21,0 m über Ecker bzw. 55,0 m über Ilse)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,2 kve
 0,4 qh // bo
 0,7 weichselzeitliche Fließerde: T; u4, s1, kf / bn

Bc Saßberg Nb (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; H 4411353, R 5754710; GOF 198,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,3 qh // bo
 0,6 weichselzeitliche Fließerde: U; t4, kf / bn
 0,7 Mergelstein der Oberkreide

Bd Stapelburg (TK 25 Bl. 4129 Harzburg; H 4408187, R 5751960; GOF 250,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,3 qh // bo
 1,7 weichselzeitliche Fließerde: T; u4, s2, g1, kf / bngn

Be Bismarckturm (TK 25 Bl. 4030 Osterwieck; H 4411478, R 5761420; GOF 150,0 m ü. NN; ca. 35,0 m über Ilse)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,4 qh // bo
 1,3 Relikt eines Oberterrassensediments: U; t2; s1; gg4; k / bn
 1,8 pleistozäne Fließerde: U; t1, k / bn

Bf Tonhöhe (TK 25 Bl. 4131 Derenburg; R 4430314, H 5745519, GOF 175,0 m ü. NN)

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo
 2,0 holozäne Abschwemmmassen: U; fs2, kf / dbn

Bg Seweckenberge (TK 25 Bl. 4233 Ballenstedt; R 4444386; H 5736868; GOF 142,0 m ü. NN).

Kurzprofil (bis m u. GOF)

0,5 qh // bo
 1,5 weichselzeitliche Lößderivate
 2,0 Sandstein der Oberkreide

Geröllzählliste (Fraktion 6,3-20,0 mm)

Standort :	B25		A26		A26		A26		A26-3		S27		A28		B29-1		A30		A30-2		
	Probe:	B25-1	A26	A26-2	A26-3	A26	A26-2	A26-3	A26-3	A26-3	S27-1	A28-1	B29-1	A30-1	A30-2	B29-1	A30-1	A30-2	B29-1	A30-2	
Bearbeiter:	Weymann																				
TK Nr.:	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	4131	
Rechtswert:	4420359	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	4426520	
Hochwert:	5747476	5751010	5751010	5751010	5751010	5751010	5751010	5751010	5751010	5751010	5750580	5750600	5750600	5741555	5741555	5750931	5741555	5741555	5750931	5741555	
Schwermetallprobe:	B25/f																				
Höhe der Probe ü. NN (m):	201,3	156,0	156,5	156,5	159,5	159,5	159,5	159,5	159,5	159,5	162,0	148,5	148,5	153,5	153,5	112,5	154,5	153,5	112,5	153,5	
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	8,3	8,0	8,5	8,5	11,5	11,5	11,5	11,5	11,5	11,5	10,0	10,5	10,5	9,5	9,5	7,5	9,5	7,5	9,5	8,5	
Höhe der Probe u. GOF (m):	0,7	4,0	3,5	3,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	2,0	1,5	1,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	1,5	
Stratigraphie/Genese:		?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?	?
Einzugsgebiet:																					
kalkig/kalkfrei		k	kf	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k	k
Nordischer Anteil (N):		48	13	48	17	62	16	61	18	27	8	27	9	33	9	33	10	33	9	33	10
Mesozoischer Anteil (M):		18	5	116	33	46	16	65	16	21	6	55	15	9	3	43	12	13	4	15	4
Paläozoischer Anteil (P):		312	95	300	100	192	54	185	66	269	68	265	76	273	77	263	88	284	79	272	86
übriger Anteil (A):		17	5	17	6	21	5	21	6	22	6	22	6	23	6	23	7	23	6	23	7
Geröll Anteil (Gesamt):		330	300	373	296	417	368	377	321	383	341	396	382	329	338	382	329	338	382	329	338

Nordische Komponenten (N)

Flint	Magmatite	Metamorphite	Quarzit/ Sandstein	Kalkstein
30	8	30	11	4
6	2	6	2	4
11	3	11	4	1
1	0	1	0	1
30	8	30	11	4

Einheimisch-mesozoische Komponenten (M)

2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
27	8	27	10	18	5	18	5	8	2	8	3	8	2	8	3	8	2	8	3	8	2
2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
4	1	4	1	4	1	4	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0
2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
6	2	6	2	6	2	6	2	13	4	8	2	8	2	8	2	8	2	8	2	8	2
51	15	51	15	18	5	18	5	8	2	8	2	8	2	8	2	8	2	8	2	8	2
24	7	24	7	11	3	11	3	10	3	14	4	14	4	14	4	14	4	14	4	14	4
9	3	9	3	9	3	9	3	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1

Einheimisch-paläozoische Komponenten (P)

8	2	8	3	9	3	9	3	9	3	9	3	9	3	9	3	9	3	9	3	9	3
3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1	3	1
26	7	26	9	32	8	32	9	19	5	19	6	25	7	25	8	23	6	21	5	21	6
4	1	4	1	7	2	7	2	4	1	4	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
5	1	5	2																		
7	2	7	3	14	4	14	4	3	1	3	1	10	3	10	3	5	1	15	4	15	4
8	2	8	3	45	13	45	16	41	10	41	12	50	14	50	17	56	16	56	18	21	5
26	8	26	9	35	10	35	13	51	13	51	15	50	14	50	17	80	22	80	25	44	11
65	20	65	22	7	2	7	3	15	4	15	4	30	8	30	10	15	4	15	5	14	4
188	57	188	63	40	11	40	14	57	14	57	16	73	21	73	24	64	18	64	20	216	55
12	4	12	4	7	2	7	2	12	3	12	3	10	3	10	3	12	3	10	3	12	3
4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	6	2	6	2	6	2	6	2	6	2

Einheimisch-tertiäre und andere Komponenten (A)

10	3	10	4	10	3	10	3	15	4	15	5	19	5	19	6	1	0	1	0	1	0
2	1	2	1	7	2	7	2	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1
5	1	5	2	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1	4	1

0% = Komponente liegt unter 0,5%

11.3. Schwermineralzählliste (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)														
	A4	A7	A8	A8	A8	A9	B14							
Standort :	11/1	D1/1	E6/1	E6/2	E7/1	F1/1	F2/1	F2/1	F2/2	F3/1	L1/1			B14/1
Probe:														
Bearbeiter:	Schmidt (1992)	Ulrich (2001)												
TK Nr.:	4029	3930	3930	3930	3930	4030	4030	4030	4030	4030	4030	4030	4030	4030
Rechtswert:	4405650	4416780	4417290	4417290	4417290	4416550	4416550	4416550	4416550	4416550	4416780	4416550	4416550	4419303
Hochwert:	5762000	5767410	5764980	5764980	5764980	5762950	5762950	5762950	5762950	5762950	5762950	5762950	5762950	5756175
Geröllprobe:														B14-1
Höhe der Probe ü. NN (m):	121,5	117,5	117,0	118,0	119,0	125,0	130,5	132,0	132,0	128,0	146,0	146,0	146,0	164,2
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	11,5	22,5	15,0	16,0	19,0	18,0	23,5	25,0	25,0	21,0	13,0	13,0	13,0	24,2
Höhe der Probe u. GOF (m):	8,0	2,5	5,0	4,0	1,0	10,0	4,5	3,0	3,0	7,0	2,0	2,0	2,0	0,8
Stratigraphie/Genese:	qM // f	qM // f												
Einzugsgebiet:	Ecker-Radau	Ilse-Rammels	Ilse-Rammels											
Stabiler Anteil:	3	12	35	25	11	4	4	35	8	15	28	81	23	23
Metamorpher Anteil:	30	76	62	69	80	92	77	60	39	56	129	37	56	129
Magmatischer Anteil:	66	9	3	6	9	5	8	6	54	16	137	39	16	137
Schwermineral Anteil (gesamt):														347
Stabile Minerale														
Zirkon		7	29	20	7	2	2	9	24	6	23	70	20	20
Turmalin	2	4	3	3	4	2	2	4	8	2	5	1	0	0
Rutil			3	1				1	2			5	1	1
Titanit	1	1	1	1				1	1					
Anatas														
Brookit														
Metamorphe Minerale														
Granat	4	50	12	20	13	43	23	14	7	6	29	8	8	8
gemeine Hornblende	25	5	16	27	21	33	26	25	16	7	53	15	15	15
Epidot	1	19	33	21	46	12	26	19	16	43	46	13	13	13
Staurolith			1	1		3	1	1						
Disthen		2				1	1	1						0
Sillimanit														
Andalusit														
Magmatische Minerale														
Augit	7	4	1	2	4	3	3	1	1	38	9	129	37	37
Oxy-Hornblende	9		1			1	1	1	1	1	1	1	1	1
Orthopyroxen	50	5	1	3	5	2	3	3	3	14	4	7	2	2
Apatit			1	1			1	2	2	1	2	1	0	0
Ø% = Komponente liegt unter 0,5%														
Opake	28	72	54	53	57	59	52	64	68	65	65	65	65	65

Schwermineralzählliste (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)														
Standort :	B15	B15	B16	A17	A17	A17/2	B18	B25	A26	A26	A26	A26	B29	
Probe:	B15/1	B15/2	B16/1	A17/1	A17/2	B18/2	B25	A2/P1/s	A2/P2/1,2s	A2/P2/3s	B29/1			
Bearbeiter:	Ulrich (2001)		Ulrich (2001)		Ulrich (2001)		Ulrich (2001)		det. Henningsen in Piper (1995)		det. Henningsen in Piper (1995)		Ulrich (2001)	
TK Nr.:	4031	4031	4130	4130	4130	4130	4130	4131	4131	4131	4131	4131	4132	
Rechtswert:	4422505	4422505	4414643	4414840	4414840	4414899	4420359	4426520	4426520	4426520	4436981	4426520	4436981	
Hochwert:	5755665	5755665	5748760	5748010	5748010	5746730	5747476	57510100	57510100	57510100	5752931	57510100	5752931	
Geröllprobe:	B15-1	B15-1	B16-1	A17-1	A17-2	B18-1	B25-1	B29-1	B29-1	B29-1	B29-1	B29-1	B29-1	
Höhe der Probe ü. NN (m):	193,3	194,0	240,5	251,5	252,3	234,3	201,3	148,5	156,5	159,0	112,5	159,0	112,5	
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	33,3	34,0	14,5	18,5	19,3	-5,0	8,3	0,5	8,5	11,0	7,5	11,0	7,5	
Höhe der Probe u. GOF (m):	1,7	1,0	0,5	1,5	0,7	0,7	0,7	11,5	3,5	1,0	0,5	1,0	0,5	
Stratigraphie/Genese:	qO // f	qO // f	qM // f	qM // f	qM // f	? // f	qM // f	? // gf	? // gf	? // gf	qM // f	? // gf	qM // f	
Einzugsgebiet:	Ils-Ra-Ho-Go	Ils-Ra-Ho-Go	Rammelsbach	Rammelsbach	Rammelsbach	Rammelsbach	Rammelsbach	Holtemme	Holtemme	Holtemme	Holtemme	Holtemme	Holtemme	
Stabiler Anteil:	30	10	182	47	175	61	156	52	104	35	9	12	10	
Metamorpher Anteil:	81	27	53	19	209	53	142	47	181	61	82	36	31	
Magmatischer Anteil:	190	63	183	67	2	1	1	0	10	3	128	56	5	
Schwermineral Anteil (gesamt):	301	272	391	286	299	295	230	230	230	230	336	336	336	
Stabile Minerale														
Zirkon	24	8	164	42	162	57	129	43	90	31	18	8	15	
Turmalin	2	1	7	2	5	2	12	4	8	3	7	2	1	
Rutil	1	0	7	2	5	2	11	4	2	1	2	2	5	
Titanit		1	0	1	1	0	1	0				1		
Anatas	2	1	1	0	2	1	2	1	3	1			2	
Brookit	1	0	3	1			1	0	1	0			1	
Metamorphe Minerale														
Granat	17	6	20	7	34	12	40	13	58	20	42	18	18	
gemeine Hornblende	17	6	51	13	22	8	34	11	72	24	3	1	20	
Epidot	46	15	58	15	53	19	66	22	49	17	36	16	26	
Staurolith			1	0			2	1	2	1	1	0	1	
Disthen			2	1								3	2	
Sillimanit			3	1								2	2	
Andalusit	1	0												
Magmatische Minerale														
Augit	178	59	161	59					7	2	124	54	3	
Oxy-Hornblende													1	
Orthopyroxen	11	4	22	8	2	1	1	0	1	0	4	2	8	
Apatit	1	0					2	1	2	1	1	1	1	
0% = Komponente liegt unter 0,5%	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	
Opake	60	52	82	77	83	71	70	70	70	70	70	70	61	

Schwermineralliste (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																					
Standort :	A35	A36	A36	A36	A36	A37															
Probe:	S 5.3	A36/2	A36/1	A36/3	A36/4	A37/1	A37/2	A37/3	A37/4	A37/5	A37/6										
Bearbeiter:	Ulrich (2001)																				
TK Nr.:	4033	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133	4133							
Rechtswert:	4446350	4446350	4446350	4446350	4446350	4447160	4447160	4447160	4447160	4447160	4447160	4447160	4447160	4432915							
Hochwert:	5761320	5748360	5748360	5748360	5748360	5744500	5744500	5744500	5744500	5744500	5744500	5744500	5744500	5741555							
Geröllprobe:	A36-1																				
Höhe der Probe ü. NN (m):	91,0	106,5	107,0	111,5	111,5	107,5	107,0	107,5	109,2	110,0	111,5	111,5	111,5	111,5							
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	11,0	5,0	8,0	11,5	11,5	5,5	2,0	2,5	4,2	5,0	6,5	5,0	6,5	6,5							
Höhe der Probe u. GOF (m):	1,0	9,0	7,5	7,0	2,5	7,5	8,0	7,5	5,8	5,0	3,5	5,0	3,5	3,5							
Stratigraphie/Genese:	qm // f																				
Einzugsgebiet:	Bo-Se-Ei																				
Stabiler Anteil:	23	35	11	15	15	67	16	34	8	52	17	107	28	160							
Metamorpher Anteil:	53	282	86	124	37	342	81	373	88	238	77	241	64	199							
Magmatischer Anteil:	24	10	3	32	9	159	48	125	39	14	4	18	6	38							
Schwermineral Anteil (gesamt):	327																				
Stabile Minerale																					
Zirkon	14	22	7	98	28	7	69	21	50	12	24	6	38	12	66	18	69	20	134	34	
Turmalin	5	7	2	13	4	16	5	13	4	5	1	4	1	4	1	16	4	9	3	6	2
Rutil	4	6	2	16	5	5	1	10	3	10	2	3	1	9	3	21	6	28	8	18	5
Titanit							1	0	1	0	3	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1
Anatas							3	1							3	1	2	1	2	1	2
Brookit							1	0													
Metamorphe Minerale																					
Granat	26	69	21	91	26	34	10	45	14	123	29	68	16	67	22	85	23	74	21	94	24
gemeine Hornblende	7	114	35	38	11	38	11	22	7	131	31	257	61	117	38	94	25	55	16	42	11
Epidot	8	75	23	45	13	49	15	34	11	64	15	36	8	47	15	45	12	58	17	36	9
Staurolith	8	5	2	11	3	2	1	2	1	8	2	4	1	1	0	8	2	4	1	5	1
Disthen	3	9	3	2	1					7	2	3	1	3	1	3	1	3	1	5	1
Sillimanit	1	6	2							7	2	2	0	2	1	1	0	4	1	2	1
Andalusit		4	1	3	1	1	0	1	0	2	0	3	1	1	0	8	2	1	0	1	0
Magmatische Minerale																					
Augit	20	4	1	30	9	150	45	113	35	5	1	8	2	13	4	25	7	28	9	45	11
Oxy-Hornblende		3	1			2	1	3	1	2	0					1	0	3	1		
Orthopyroxen	4	1	0	2	1	3	1	4	1	3	1			1	0	2	1	3	1	3	1
Apatit		2	1			4	1	5	2	4	1	9	2	4	1	4	1	4	1	1	0
0% = Komponente liegt unter 0,5%	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück	Stück
Opake		36		76		75		78		44		50		61		72		71		67	

Schwermineralzählhilfe (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																							
Standort:	A38	A38	A38																				
Probe:	A38/1	A38/2	A38/3	A38/4	A38/5	A39/1	A39/2	A39/3	A39/4	A40	A40/1	B42	B42/1										
Bearbeiter:	Ulrich (2001)																						
TK Nr.:	4133	4133	4133	4133	4133	4233	4233	4233	4233	4232	4232	4133											
Rechtswert:	4445900	4445900	4445900	4445900	4445900	4443000	4443000	4443000	4443000	4437860	4437860	4450782											
Hochwert:	5743140	5743140	5743140	5743140	5743140	5739850	5739850	5739850	5739850	5737690	5737690	5744465											
Geröllprobe:	A38-1	A38-2	A38-3	A38-4	A38-4	A39-1	A39-2	A39-3	A39-3	A40-1	A40-1												
Höhe der Probe ü. NN (m):	115,5	116,5	117,2	117,5	119,0	129,0	129,5	130,5	132,0	144,0	144,0	116,3											
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	9,5	10,5	11,2	11,5	13,0	9,0	9,5	10,5	12,0	14,0	14,0	7,3											
Höhe der Probe u. GOF (m):	4,5	3,5	2,8	2,5	1,0	6,0	5,5	4,5	3,0	4,0	4,0	1,7											
Stratigraphie/Genese:	qm // f																						
Einzugsgebiet:	Bode																						
Stabiler Anteil:	41	12	59	23	49	18	64	20	134	40	112	41	54	17	44	16	20	45	14				
Metamorpher Anteil:	277	81	183	63	109	39	151	46	143	43	146	54	166	52	132	49	88	38	254				
Magmatischer Anteil:	24	7	40	14	82	32	118	43	56	17	12	4	102	32	96	35	97	42	18				
Schwermineral Anteil (gesamt):	342	291	259	276	327	333	327	322	270	270	322	272	231	317									
Stabile Minerale																							
Zirkon	24	7	51	18	33	13	26	9	44	13	103	31	71	26	30	9	35	13	34	15	23	7	
Turmalin	8	2	5	2	9	3	13	5	8	2	11	3	14	5	10	3	4	1	4	2	12	4	
Rutil	6	2	11	4	12	5	6	2	11	3	16	5	18	7	11	3	5	2	7	3	7	2	
Titanit	3	1	1	0			1	0			2	1	1	0	1	0						3	1
Anatas			4	2	3	1	1	0			2	1	6	2	2	1				1	0		
Brookit			1	0									3	1									
Metamorphe Minerale																							
Granat	105	31	42	14	42	16	48	17	74	23	48	14	43	16	75	23	83	31	50	21	78	25	
gemeine Hornblende	107	31	34	12	23	9	20	7	14	4	51	15	29	11	31	10	19	7	5	2	99	31	
Epidot	47	14	98	34	51	20	39	14	57	17	31	9	68	25	58	18	29	11	32	13	54	17	
Staurolith	10	3	7	2			3	1	3	1	3	1	1	0	1	0	1	0				13	4
Disthen	2	1	2	1	1	0			1	0	6	2	4	1	1	0						4	1
Sillimanit	2	1	1	0	1	0	1	0	1	0	3	1	1	0	1	0						2	1
Andalusit	4	1					1	0	1	0	1	0	1	0	1	0			1	0	0	4	1
Magmatische Minerale																							
Augit	16	5	30	10	71	27	109	39	101	31	54	16	5	2	94	29	85	31	91	29	14	4	
Oxy-Hornblende	1	0			4	2	1	0	1	0			1	0	1	0			3	1	2	1	
Orthopyroxen	4	1	9	3	1	0	8	3	10	3			1	0	4	1	8	3	3	1			
Apatit	3	1	1	0	6	2			2	1	2	1	5	2	3	1	3	1			2	1	
0% = Komponente liegt unter 0,5%																							
Opake	60			73		69		78		79		90		81		84		84		81		85	

Schwermineralzählliste (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																								
Standort :	B42	B43	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44	A44										
Probe:	B42/2	B43/1	A44/1	A44/2	A44/3	A44/4	A44/5	A44/6	A44/7	A44/8	A44/9													
Bearbeiter:	Ulrich (2001)												Ulrich (2001)											
TK Nr.:	4133	4133	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234										
Rechtswert:	4450782	4452868	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280	4454280										
Hochwert:	5744465	5741091	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950	5738950										
Geröllprobe:	B42-1	B43-1	A44-1	A44-2	A44-3	A44-4	A44-5	A44-6	A44-7	A44-8	A44-9													
Höhe der Probe ü. NN (m):	117,0	123,3	124,0	125,5	126,5	127,0	128,0	129,0	129,5	131,3	132,0													
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	8,0	7,3	-2,0	-0,5	0,5	1,0	2,0	3,0	3,5	5,3	6,0													
Höhe der Probe u. GOF (m):	1,0	0,7	14,0	12,5	11,5	11,0	10,0	9,0	8,5	6,7	6,0													
Stratigraphie/Genese:	qm // f	qm // f	qe // gf	qe // gf	qe // Lg	qe // Lg	qm // f	qm // f	qm // f	qm // fl	qm // f													
Einzugsgebiet:	Selke	Selke-Eine																						
Stabiler Anteil:	111	37	177	58	44	12	20	6	39	12	47	15	31	10	68	24	75	24	90	23	152	50		
Metamorpher Anteil:	174	58	108	36	323	85	288	86	282	86	258	83	258	86	213	74	231	73	299	76	104	34		
Magmatischer Anteil:	15	5	18	6	11	3	26	8	6	2	6	2	12	4	5	2	9	3	6	2	49	16		
Schwermineral Anteil (gesamt):	300	303	378	334	327	311	301	286	315	395	305													
Stabile Minerale																								
Zirkon	96	32	143	47	27	7	17	5	20	6	26	8	19	6	40	14	48	15	52	13	128	42		
Turmalin	2	1	5	2	6	2	2	7	2	2	2	1	1	0	7	2	8	3	9	2	3	1		
Rutil	11	4	27	9	9	2	1	0	11	3	14	5	11	4	17	6	16	5	25	6	16	5		
Titanit	1	0	2	1	2	1	2	1	1	0	4	1	1	1	2	1	2	1	3	1	3	1		
Anatas	1	0															1	0			1	0		
Brookit									1	0					2	1			1	0	1	0		
Metamorphe Minerale																								
Granat	51	17	37	12	103	27	46	14	80	24	60	19	78	26	94	33	130	41	65	17	42	14		
gemeine Hornblende	72	24	22	7	124	33	172	51	86	26	75	24	112	37	59	21	39	12	95	25	15	5		
Epidot	48	16	44	15	89	24	66	20	107	33	110	35	62	21	43	15	55	17	117	31	40	13		
Staurolith	3	1	2	1	2	1	2	1	3	1	4	1	4	1	8	3	3	1	6	2	4	1		
Disthen			3	1	2	1	1	4	4	1	4	1	2	1	6	2	1	0	9	2	3	1		
Sillimanit					3	1	2	1	2	1	4	1	4	1	2	1	2	1	3	1	1	0		
Andalusit									1	0	1	0			1	0	1	0	4	1				
Magmatische Minerale																								
Augit	12	4	13	4	7	2	13	4	2	1	1	0	8	3	2	1	1	0	2	1	43	14		
Oxy-Hornblende					1	0									1	0	2	1	1	0	1	0		
Orthopyroxen	2	1	5	2									1	0					1	0	1	0		
Apatit	1	0			3	1	13	4	4	1	4	1	3	1	2	1	6	2	2	1	4	1		
0% = Komponente liegt unter 0,5%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%	Stück	Stück%		
Opake	89		85		51		53		41		38		76		80		75		58		73			

Schwermineralezhiliste (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																							
Standort:	A44	A44	A44	A44	A44	A46	B47																
Probe:	A44/10	A44/11	A44/12	A44/13	B45/1	A46/1	A46/2	A46/3	A46/4	A46/5	A46/6	A46/7	A46/8	A46/9	B47/1								
Bearbeiter:	Ulrich (2001)																						
TK Nr.:	4234	4234	4234	4234	4233	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4233								
Rechtswert:	4454280	4454280	4454280	4454280	4447657	4456330	4456330	4456330	4456330	4456330	4456330	4456330	4456330	4456330	4455032								
Hochwert:	5738950	5738950	5738950	5738950	5735744	5737070	5737070	5737070	5737070	5737070	5737070	5737070	5737070	5737070	5734399								
Geröllprobe:	A44-7	A44-8	A44-8	A44-8	B45-1	A46-1	A46-1	A46-3	A46-3	A46-4	A46-4	A46-4	A46-4	A46-4	B47-1								
Höhe der Probe ü. NN (m):	133,5	134,0	134,5	136,6	151,2	133,0	133,3	134,0	136,5	138,5	138,5	138,5	138,5	138,5	153,5								
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	7,5	8,0	8,5	10,6	-3,3	2,0	2,3	3,0	5,5	7,5	7,5	7,5	7,5	7,5	6,5								
Höhe der Probe u. GOF (m):	4,5	4,0	3,5	1,4	0,8	8,0	7,7	7,0	4,5	2,5	2,5	2,5	2,5	2,5	1,5								
Stratigraphie/Genese:	qm // f	qm // f	qm // f	qD // Mg	qm // f																		
Einzugsgebiet:	Selke-Eine	Selke-Eine	Selke-Eine	Selke-Eine	Getel	Selke																	
Stabiler Anteil:	53	32	160	51	20	256	75	91	30	157	40	136	37	102	32								
Metamorpher Anteil:	103	61	81	56	34	289	79	76	22	190	63	227	58	61	203								
Magmatischer Anteil:	12	7	16	11	44	14	2	1	10	3	20	7	5	1	2								
Schwermineral Anteil (gesamt):	168	145	311	365	342	301	389	368	319	324	319	368	319	324	300								
Stabile Minerale																							
Zirkon	42	25	121	39	11	206	60	59	20	127	33	113	31	71	22	44	14	82	27				
Turmalin	2	1	15	5	3	12	4	12	4	7	2	5	1	11	3	7	2	4	1				
Rutil	6	4	22	7	24	37	11	12	4	23	6	18	5	14	4	11	3	11	4				
Titanit	3	2	1	0	7	2	1	5	2					3	1	4	1	4	1				
Anatas			1	0				1	0					2	1	3	1	1	0				
Brookit								2	1					1	0	1	0	1	0				
Metamorphe Minerale																							
Granat	63	38	25	17	40	13	82	22	25	7	79	26	73	19	97	26	98	31	40	12	53	18	
gemeine Hornblende	11	7	12	8	10	3	91	25	8	2	36	12	41	11	51	14	48	15	29	9	29	10	
Epidot	26	15	42	29	44	14	102	28	35	10	61	20	104	27	68	18	46	14	51	16	91	30	
Staurolith	3	2			6	2	3	1	5	1	8	3	1	0	3	1	4	1	8	2	5	2	
Disthen			2	1	6	2	5	1	3	1	2	1	4	1	4	1	7	2	1	0	1	0	
Sillimanit					1	0	3	1	3	1	3	1	3	1	1	0							
Andalusit							3	1	1	0	1	0	1	0	1	0							
Magmatische Minerale																							
Augit	11	7	10	7	40	13			9	3	18	6	2	1	6	2	8	3	112	35	18	6	
Oxy-Hornblende			2	1	1	0					1	0					2	1	2	1			
Orthopyroxen			2	1															10	3	3	1	
Apatit	1	1	2	1	3	1	2	1	1	0	1	0	3	1	1	0	4	1	1	0	2	1	
0% = Komponente liegt unter 0,5%																							
Opake			83		91		53		54		74		69		69		69		85		85		79

Schwermineralzählhilfe (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																						
Standort :	B47	B48	A50	A50																		
Probe:	B47/2	B48/1	A50/1	A50/2	A50/3	A50/4	A50/5	A50/6	A50/7	A50/8	A50/9											
Bearbeiter:	Ulrich (2001)																					
TK Nr.:	4233	4233	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234									
Rechtswert:	445032	4452411	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450									
Hochwert:	5734399	5731799	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090									
Geröllprobe:	A50-1	B48-1	A50-2	A50-3	A50-4	A50-5																
Höhe der Probe ü. NN (m):	153,6	177,2	112,0	114,0	120,0	122,5	123,8	124,5	125,5	126,8	127,0											
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	6,6	10,2	-8,0	-6,0	0,0	2,5	3,8	4,5	5,5	6,8	7,0											
Höhe der Probe u. GOF (m):	1,4	0,8	23,0	21,0	15,0	12,5	11,2	10,5	9,5	8,2	8,0											
Stratigraphie/Genese:	qm // f	qm // f	qe // gf	qe // gf	qe // gf	qe // gf	qe ? // gl	qe ? // gl	qm // f	qm // f	qm // f											
Einzugsgebiet:	Seike	Seike																				
Stabiler Anteil:	128	43	56	29	16	88	25	71	21	60	19	67	20	71	21	86	21	56	16	115	32	
Metamorpher Anteil:	161	54	126	65	82	261	74	266	77	255	79	270	79	264	78	297	71	241	71	207	58	
Magmatischer Anteil:	8	3	12	6	7	2	6	2	9	3	8	2	4	1	4	1	35	8	43	13	34	10
Schwermineral Anteil (gesamt):	297	194	339	355	346	323	341	339	341	339	340	418	340	340	340	418	340	340	340	340	340	356
Stabile Minerale																						
Zirkon	93	31	39	20	20	6	62	17	49	14	39	12	47	14	36	11	52	12	41	12	89	25
Turmalin	7	2	2	1	9	3	6	2	7	2	4	1	2	1	10	3	10	2	4	1	9	3
Rutil	25	8	10	5	23	7	17	5	12	3	10	3	11	3	16	5	20	5	10	3	15	4
Titanit	2	1	5	3		2	1	3	1	4	1	6	2	4	1	2	0	1	2	0	1	0
Anatas	1	0			1	0	1	0		2	1	1	1	0	3	1	2	0			2	1
Brookit										1	0				2	1						
Metamorphe Minerale																						
Granat	67	23	53	27	81	24	68	19	69	20	89	28	62	18	75	22	123	29	84	25	74	21
gemeine Hornblende	19	6	21	11	98	29	87	25	99	29	88	27	89	26	76	22	61	15	63	19	52	15
Epidot	60	20	52	27	82	24	80	23	82	24	67	21	106	31	99	29	83	20	80	24	62	17
Staurolith	9	3			6	2	7	2	6	2	5	2	2	1	2	1	12	3	1	0	5	1
Disthen	6	2			6	2	8	2	5	1	2	1	7	2	6	2	8	2	7	2	5	1
Sillimanit					3	1	7	2	3	1	2	1	3	1	5	1	6	1	5	1	6	2
Andalusit					3	1	4	1	2	1	2	1	1	0	1	0	4	1	1	0	3	1
Magmatische Minerale																						
Augit	3	1	11	6	3	1	2	1	3	1	5	2	2	1	2	1	26	6	36	11	28	8
Oxy-Hornblende									1	0									2	1		
Orthopyroxen	4	1	1	1	3	1	1	0	3	1	1	0					5	1	1	0	1	0
Apatit	1	0			1	0	3	1	2	1	2	1	2	1	2	1	4	1	4	1	5	1
0% = Komponente liegt unter 0,5%																						
Opake			63		90		58		55		61		59		56		89		83		78	

Schwermineralzählhilfe (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)																				
	A50	A51	A51	A51	A51															
	A50/10	A50/11	A50/12	A50/13	A50/14	A50/15	A51/1	A51/2	A51/3	A51/4	A51/5									
Standort:																				
Probe:																				
Bearbeiter:																				
TK Nr.:	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234						
Rechtswert:	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460450	4460685	4460685	4460685	4460685	4460685	4460685	4460685	4460685						
Hochwert:	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5737090	5733160	5733160	5733160	5733160	5733160	5733160	5733160	5733160						
Geröllprobe:	A50-7																			
Höhe der Probe ü. NN (m):	127,7	128,0	129,0	129,2	130,0	132,5	143,5	144,0	144,5	145,3	145,8	145,8	145,8	145,8						
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	7,7	8,0	9,0	9,2	10,0	12,5	5,5	6,0	6,5	7,3	7,8	7,8	7,8	7,8						
Höhe der Probe u. GOF (m):	7,3	7,0	6,0	5,8	5,0	2,5	6,5	6,0	5,5	4,7	3,8	3,8	3,8	3,8						
Stratigraphie/Genese:	qm // f																			
Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine	Eine						
Einzugsgebiet:																				
Stabiler Anteil:	62	19	95	27	80	22	72	21	92	115	33	40	12	52	14	49	16	76	24	
Metamorpher Anteil:	228	70	231	65	250	69	239	68	217	66	196	56	13	233	70	137	36	230	77	
Magmatischer Anteil:	34	10	29	8	33	9	38	11	20	6	37	11	222	57	58	18	187	50	20	
Schwermineral Anteil (gesamt):	324	355	363	349	329	348	389	331	376	299	323	323	323	323	323	323	323	323	323	323
Stabile Minerale																				
Zirkon	46	14	73	21	59	16	48	14	70	21	87	25	18	5	32	9	33	11	52	16
Turmalin	10	3	4	1	10	3	11	3	7	2	12	3	9	2	15	5	3	1	3	1
Rutil	5	2	14	4	9	2	10	3	12	4	12	3	15	4	6	2	11	3	7	2
Titanit	1	0	3	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	1	0	3	1	4	1	2
Anatas			1	0			1	0					5	1		1	0			4
Brookit									1	0	2	1	3	1	2	1	2	1	2	1
Metamorphe Minerale																				
Granat	52	16	94	26	103	28	37	11	69	21	103	30	19	5	93	28	37	10	70	24
gemeine Hornblende	76	23	49	14	71	20	86	25	60	18	29	8	12	3	64	19	59	16	84	29
Epidot	93	29	72	20	58	16	102	29	79	24	42	12	17	4	57	17	36	10	68	23
Staurolith	3	1	10	3	6	2	3	1	4	1	13	4	2	1	9	3	1	0	3	1
Disthen	2	1	4	1	7	2	8	2	3	1	6	2	2	1	7	2	1	0	1	0
Sillimanit	2	1	2	1	3	1	2	1	1	0	2	1	3	1	3	1	3	1	1	0
Andalusit					2	1	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	1	0	3	1
Magmatische Minerale																				
Augit	25	8	19	5	24	7	27	8	12	4	28	8	208	53	50	15	132	35	13	4
Oxy-Hornblende	8	2			3	1	7	2	1	0	1	0	13	3	8	2	55	15	3	1
Orthopyroxen	1	0	5	1					6	2	6	2	1	0					2	1
Apatit			5	1	6	2	4	1	7	2	2	1							2	1
0% = Komponente liegt unter 0,5%																				
Opake	92	90	90	90	90	90	90	96	88	88	94	94	98	93	99	93	99	93	93	90

Schwermineralzählhilfe (Fraktion 0,036 - 0,25 mm)													
Standort :	A51	A51/6	A51	A52	A52/1	A52/2	A52	A52/3	A52/4	Sp60	F26	F34	F34
Probe:	A51/7	A52/1	A52/2	A52/3	A52/4	A52/5	A52/6	A52/7	A52/8	A8/1s	26-S1	34-S1	34-S2
Bearbeiter:	Ulrich (2001)	det. Henningsen in Piper (1995)	det. Henningsen in Bombien (1987)	det. Henningsen in Bombien (1987)	det. Henningsen in Bombien (1987)								
TK Nr.:	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4234	4131	4029	3929	3929
Rechtswert:	4460685	4460720	4460720	4460720	4460720	4460720	4460720	4460720	4460720	4429345	4403350	4402600	4402600
Hochwert:	5733160	5730610	5730610	5730610	5730610	5730610	5730610	5730610	5730610	5745335	5757150	5765500	5765500
Geröllprobe:	A51-6	A52-1	A52-2	A52-3	A52-4	A52-5	A52-6	A52-7	A52-8	Sp61-A7-1			
Höhe der Probe ü. NN (m):	147,0	148,0	158,5	160,0	161,0	161,5	161,5	161,5	161,5	179,5	155,0	105,0	117,5
Höhe der Probe ü. Vorfluter (m):	9,0	10,0	9,0	10,5	11,5	12,0	12,0	12,0	12,0	34,5	15,0	15,5	28,0
Höhe der Probe u. GOF (m):	3,0	2,0	4,0	2,5	1,5	1,0	1,0	1,0	1,0	0,5	5,0	14,5	2,0
Stratigraphie/Genese:	qM // f	qO // f	qM // f	qM // f	qM // f								
Einzugsgebiet:	Eine	Goldbach	Radau	Ok-Ra-Ec	Ok-Ra-Ec								
Stabiler Anteil:	53	28	59	25	210	48	132	44	55	33	12	10	7
Metamorpher Anteil:	70	37	126	55	84	23	110	25	67	41	29	30	34
Magmatischer Anteil:	64	34	44	19	194	52	119	27	43	26	59	60	59
Schwermineral Anteil (gesamt):	187		229	373	439	303	165						
Stabile Minerale													
Zirkon	39	21	46	20	65	18	179	41	106	35	27	8	5
Turmalin	3	2	3	1	4	1	5	1	2	1	1	1	1
Rutil	7	4	8	3	13	4	21	5	15	5	6	4	1
Titanit	1	1	2	1			1	0					
Anatas	2	1			5	1	2	0	1	0	1		
Brookit	1	1			8	3	2	1	8	3	2	1	
Metamorphe Minerale													
Granat	29	16	35	15	31	9	44	10	9	3	26	16	22
gemeine Hornblende	14	7	32	14	9	3	12	3	8	3	12	7	6
Epidot	22	12	56	24	40	12	49	11	27	9	26	16	6
Staurolith	2	1	1	0	4	1	1	0			3	2	
Disthen	1	1	1	0			4	1					
Sillimanit	2	1	1	0									
Andalusit													
Magmatische Minerale													
Augit	57	30	40	17	186	59	108	25	121	40	37	22	22
Oxy-Hornblende	4	2	3	1	6	2	11	3	6	2	5	3	1
Orthopyroxen	3	2	1	0	2	1					1	1	36
Apatit													1
0% = Komponente liegt unter 0,5%													
Opake		94		97		99		98		98		97	