



1/2  
2010

# Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge



	INHALT	CONTENTS	Seite
WERNER STACKEBRANDT	In eigener Sache	On one's own account	1
WERNER STACKEBRANDT & JAQUELINE STRAHL	In letzter Minute erreicht uns eine großartige Nachricht: Prof. Dr. Johannes H. Schroeder (Berlin) mit dem Bundesverdienstkreuz geehrt!	Marvellous news at the last minute: Prof. Dr. Johannes H. Schroeder (Berlin) honoured with Federal Cross of Merit!	2
HANS ULRICH THIEKE	20 Jahre Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg (GGB) e. V. – Bilanz und Ausblick	20 years Association of Geoscientists in Berlin and Brandenburg (GGB e. V.) – record and outlook	3-17
ALEXANDER LIMBERG, ULRIKE HÖRMANN & HARTMUT VERLEGER	Modellentwicklung zur Berechnung des höchsten Grundwasserstandes im Land Berlin	Model development to calculate the highest groundwater level in Berlin	23-37
GERHARD HOTZAN	Genetische Grundwassertypen der Binnensalzung, ihre Klassifikation und Erscheinungsformen	Genetic groundwater types of inland water salinization, their classification and nature	39-53

FORTSETZUNG S. 129

---

**Titelbild:**

Ein kurzer Starkregen nur, jedoch mit verheerenden Folgen: Erosionsschäden in einem Maisfeld in der Uckermark.  
(s. Beitrag STACKEBRANDT).

Foto: W. Stackedbrandt

---

**Herausgeber:** © Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Präsident: Dr.-Ing. Klaus Freytag  
Inselstr. 26, 03046 Cottbus  
Telefon: (0355) 48640-0, Telefax: (0355) 48640-510, e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, Internet: www.lbgr.brandenburg.de

**Schriftleitung:** Dr. Werner Stackedbrandt

**Redaktionsbeirat:** Dr. Werner Stackedbrandt, Dr. habil. Fritz Brose, Dr. Volker Manhenke, Dr. Peter Nestler,  
Prof. Dr. habil. Joachim Tiedemann, Dr. Hans Ulrich Thieke, Dipl.-Geol. Lothar Lippstreu, Dr. Thomas Höding

**Fachredaktion:** Dr. Jaqueline Strahl  
Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg  
Inselstr. 26, 03046 Cottbus  
Tel. (0355) 865-2022, Fax (0355) 865-2099, e-mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, http://www.lbgr.brandenburg.de

Hinweise zur Abfassung der Manuskripte sind auf der 3. Umschlagseite des Heftes angegeben.  
Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich.

**Layout und Satz:** Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

**Erscheinungsweise:** Die Schriftenreihe erscheint jährlich mit 1 bis 2 Heften. Gebühr für dieses Heft: 12,00 €

**Druck:** Landesvermessung und Geobasisinformation Brandenburg, Potsdam

Printed in Germany  
ISSN 0947-1995

**Beiträge zum  
Grundwasser in Berlin und Brandenburg,  
zur quartären Bodenentwicklung und Landschaftsgenese in Gebieten  
Brandenburgs sowie zur Glazialtektonik Rügens,  
zu den Sandsteinen im Stolper Turm  
sowie  
zum 20-jährigen Wirken des Vereins  
„Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e.V.“**



---

## In eigener Sache

Mit diesem Heft verabschiede ich mich aus dem aktiven Dienst für die Geologie des Landes Brandenburg und gebe zugleich auch die Schriftleitung dieser mir sehr lieb gewordenen Fachzeitschrift in jüngere Hände.

Ursprünglich gemeinsam mit dem verehrten Dr. Günther Schwab, Gründungsdirektor des Geologischen Dienstes des Landes Brandenburg (LGRB) ins Leben gerufen, konnten sich die in bisher 17 Jahren 22 erschienenen Hefte der Brandenburgischen Geowissenschaftlichen Beiträge zu einem Wissenspool für die Geologie des Landes Brandenburg entwickeln. Getreu dem Motto: *Geologie ist grenzenlos* haben wir dabei auch über den Tellerrand geschaut. So sind zahlreiche Beiträge aus Nachbarregionen Brandenburgs aufgenommen, oder aber übergreifende Themenhefte, wie zur Rohstoffgeologie, zur Deichstabilität aus ingenieurgeologischer Sicht und zur Neotektonik im nördlichen Mitteleuropa zusammengestellt worden.

Mit der angestrebten Bandbreite von Informationen über die Bodengeologie, die Hydrogeologie, die Bildungsumstände, Stratifizierung und Bewertung der oberflächennahen und tiefliegenden geologischen Schichtenfolgen bis zu den aktuellen Rohstoffthemen, wie zum Kupfer der Lausitz, oder dem Speicherpotenzial Brandenburgs und der Bewertung weiterer innovativer Geopotenziale soll unterstrichen werden, dass sich die Geologie nur in ihrer Komplexität verstehen lässt.

Doch was wäre eine Zeitschrift ohne ihre Autoren. Sie haben ihr ein abwechslungsreiches und spannendes Gesicht gegeben, und dafür danke ich Ihnen allen sehr herzlich.

Redaktionsarbeit ist Teamarbeit. Es ist mir daher ein ganz besonderes Bedürfnis, mich bei den engagierten Mitgliedern der jeweils kleinen Redaktionsteams zu bedanken, die im direkten Kontakt mit den Autoren wesentlichen Einfluss auf Inhalt und Form genommen haben: Herr Dr. Gerhard Ehmke, Herr Dr. Wolfgang Bartmann, Herr Dr. Hans Ulrich Thieke, Frau Dipl.-Geophys. Anneliese Andreae und Frau Dr. Jaqueline Strahl. Letztere wird zukünftig auch die Schriftleitung für die Zeitschrift übernehmen. Ein Umstand, der mir den Abschied leicht macht und mich – hoffentlich mit zahlreichen weiteren Lesern – auf viele neue und informative Ausgaben hoffen lässt.

Ihr  
Werner Stackebrandt

---

## **In letzter Minute erreicht uns eine großartige Nachricht:**

### **Prof. Dr. Johannes H. Schroeder (Berlin) mit dem Bundesverdienstkreuz geehrt!**

Wir freuen uns mit ihm und sagen herzlichen Glückwunsch: Lieber Professor Johannes Schroeder, mit dem Bundesverdienstkreuz haben Sie auf höchster bundespräsidialer Ebene eine Anerkennung Ihres einzigartigen Wirkens für die Region Berlin und Brandenburg erhalten, die uns alle stolz und glücklich macht! Mit dieser Ehrung wird Ihr außerordentlicher und entscheidender persönlicher Beitrag zum Zusammenwachsen der Geologie von Berlin und Brandenburg, das zugleich auch ein Zusammenwachsen von Ost und West in und um Berlin ist, gewürdigt.

Mit hohem Engagement und sehr viel Respekt vor den Lebensläufen anderer haben Sie bewiesen, dass man über die deutsche Einheit nicht nur schöne Sonntagsreden halten, sondern diese Idee auch leben und erfolgreich realisieren kann.

Als (jetzt) emeritierter Professor für Geologie an der Technischen Universität Berlin stehen Sie seit 1991 mit einer kurzen Unterbrechung als einer der jeweils zwei Vorsitzenden dem Verein Geowissenschaftler von Berlin und Brandenburg e. V. vor und haben einen herausragenden Einfluss auf das Zusammenwachsen der Geowissenschaftler beiderseits der ehemaligen politischen Grenze genommen. Dank Ihres Engagements hat sich dieser Verein zu einer regionalen Instanz von Brandenburg und Berlin entwickelt, um den uns andere Regionen beneiden. Wir freuen uns daher außerordentlich mit Ihnen für diese Ehrung!

Wegen Ihrer langjährigen Verdienste um die politische und fachliche Einheit von Brandenburg und Berlin und Ihr fortgesetztes beispielgebendes Wirken wurde vorgeschlagen, Sie mit der Verleihung des Bundesverdienstkreuzes zu ehren. Diesen Vorschlag hat der Herr Bundespräsident aufgegriffen und Ihnen das Verdienstkreuz 1. Klasse des Verdienstordens der Bundesrepublik Deutschland verliehen. Im Kreise von Freunden und Weggefährten hat Ihnen am 3. Februar 2011 Herr Staatssekretär Dr. Knut Nevermann (Senatsverwaltung für Bildung, Wissenschaft und Forschung) die Ordensinsignien übergeben.

Obwohl Ihre weitgefächerten geowissenschaftlichen Ergebnisse nicht im Focus dieser Ehrung standen, gehört die Durchführung zahlreicher wissenschaftlicher Veranstaltungen (Fachtagungen und Kolloquien) sowie die Herausgabe einer großen Zahl an komplexen regionalen und sich selbst erklärenden Exkursionsführern zu vielen Teilregionen Brandenburgs und von Berlin zu Ihrer Erfolgsgeschichte. Mit diesen breitenwirksamen Publikationen wird Geo-Wissen allgemeinverständlich in die Gemeinschaft getragen und damit auf die sensible Wechselwirkung Mensch – Gestein – Natur hingewiesen. In diesem Sinne wirken Sie nicht nur sehr erfolgreich für die Region Brandenburg-Berlin, sondern auch für das Gemeinwohl schlechthin.

Herzlichen Glückwunsch zum Bundesverdienstkreuz, verbunden mit dem außerordentlichen Dank für das großartige Wirken für die Geowissenschaften hier in Berlin und Brandenburg!

Im Namen der Geowissenschaftler von Berlin und Brandenburg

Werner Stackebrandt & Jaqueline Strahl



*Überreichung des Bundesverdienstkreuzes an Prof. J. H. Schroeder (re.) durch Staatssekretär Dr. K. Nevermann (Senatsverwaltung für Bildung, Wissenschaft und Forschung Berlin) (Foto: W. Stackebrandt)*

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 3-17	6 Abb., 2 Tab., 23 Lit.
------------------------------	---------	----------------	---------	-------------------------

## 20 Jahre Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg (GBB) e. V. – Bilanz und Ausblick

### 20 years Association of Geoscientists in Berlin and Brandenburg (GBB e. V.) – record and outlook

HANS ULRICH THIEKE

#### Vorbemerkung

Im Jahr der 20. Wiederkehr der deutschen Einheit und im Schatten dieses Großereignisses feiern etliche Organisationen ihr Jubiläum; einige weniger spektakulär aber dennoch nicht weniger denkwürdig. So auch der eingetragene Verein der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg, der seine Existenz dem Mauerfall und dem Beitritt der DDR zur BRD verdankt und sein de facto-Gründungsjubiläum in diesem Jahr begeht.

Die Entwicklung des Vereins als deutsches Wiedervereinigungsbeispiel im Kleinen ist mehr als die Widerspiegelung der gesellschaftlichen Rahmenbedingungen in den letzten 20 Jahren. Sie ist auch die beeindruckende Geschichte des gemeinsamen Neuanfangs, des gegenseitigen Respekts und des im Ehrenamt gewachsenen Selbstwertgefühls einer erstarkten Gemeinde der Berlin-Brandenburger Geowissenschaftler sowie ihrer Anhänger und Freunde.

Die vorliegende Zusammenschau will keine Chronik sein, darüber geben das Echo in der Fachpresse sowie die regelmäßig ausgereichten Vereinsinformationen detailliert Auskunft (Jahresendbriefe, Monatsblätter). Die faszinierenden Anfänge sind es jedoch wert, sich ihrer etwas ausführlicher zu erinnern, an eine Zeit des demokratischen Aufbruchs mit anrührendem Idealismus, der relativ schnell einem pragmatischen Realismus und marktwirtschaftlichen Zwängen weichen musste.

Das Neuentstandene und Wertbeständige lässt sich am Beispiel des Vereins verdeutlichen und gibt gleichzeitig zu erkennen, was ehrenamtliches fachliches Engagement, aktiver Bürgersinn und gezielte Öffentlichkeitsarbeit, ausgehend von einer außergewöhnlichen historischen Situation, über 20 Jahre zu leisten vermochten. Das ist ausreichender Anlass und Grund, das Erreichte und alle im Zusammenhang mit den Geschicken des GBB aktiven Protagonisten, auch die vielen hier aus Platzgründen namentlich nicht erwähnten, an dieser Stelle und mit diesem Beitrag dankend zu würdigen.

#### 1. Ausgangspunkt und Gründungsphase

Ab dem 9. November 1989 konnten sich in Ost und West der Wunsch und Wille entfalten, die erzwungene politische Spaltung auch der deutschen Geowissenschaften zu überwinden und besonders in der Berlin-Potsdamer Metropolregion das persönliche Kennenlernen, den fachlichen Dialog und die Zusammenarbeit der Fachkollegen so schnell wie möglich in Gang zu setzen.

Dieses Anliegen wurde außerordentlich befördert durch gezielte wissenschaftliche Veranstaltungen, die den Erfahrungsaustausch und die Zusammenarbeit zwischen Fachleuten aus ehemals Ost und West beschleunigten. Eine derartige Starterfunktion hatte der Workshop zur Karbonatsedimentologie mit Prof. R. G. C. Bathurst (Liverpool), der vom 2. bis 5. Februar 1990 zusammen mit dem Bereich Geologie des Zentralinstitutes für Physik der Erde (ZIPE) und dem Institut für Geologie und Paläontologie der Technischen Universität (TU) sowohl in Potsdam als auch in Berlin durchgeführt wurde. Eine ebenso große Bedeutung als Ort des freimütigen wissenschaftlichen Austauschs und als Kondensationskeim für gemeinsame Projekte hatten die Kolloquiumsvorträge des damaligen TU-Instituts. Diese haben bis heute, auch wenn sie jetzt unter einer anderen Strukturbezeichnung firmieren, nichts an ihrer Attraktivität eingebüßt und wurden von zahlreichen Vereinsmitgliedern mit Referaten zu verschiedenen Themen bereichert.

Einer der ersten, der während der dramatischen Veränderungen in den Jahren 1989/1990 nicht nur die Zeichen der Zeit erkannte, sondern tatkräftig die Gunst der Stunde in konkrete Aktionen umsetzte, war Prof. J. H. Schroeder (TU Berlin), Sprecher und Spiritus rector des Vereins, zusammen mit Sprecher Dr. H. Knappe [Zentrales Geologisches Institut (ZGI) Berlin], unterstützt von den zwei Stellvertretern Frau Dr. A. Naß [Humboldt-Universität Berlin (HUB)] und Dipl.-Geophys. B. Burde [Bohrlochmessung (BLM) Storkow] sowie von Schriftführer Dr. F. Wendland (ZIPE Potsdam). Initialzündung und eindrucksvolle Willensbekundung zugunsten einer geeigneten Organisationsform

zum Mitgestalten neuer Geostrukturen in unserer Region war die Exkursion nach Sperenberg am Ersten Mai 1990 mit einer anschließenden Podiumsdiskussion mit über hundert Teilnehmern (JAKOB 1990). Kurz darauf konstituierte sich am 19. Mai der Arbeitskreis Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg mit der oben genannten personellen Zusammensetzung sowie den stellvertretenden Sprechern Prof. P. Bankwitz (ZIPE Potsdam) und Dr. W. Frey (SenStadtUm Berlin). Stellvertretend für die zahlreichen Unterstützer, Organisatoren und Ideengeber in der Gründungsphase sei Herr Dr. G. Beutler (ZIPE Potsdam) als einer der besonders Aktiven hervorgehoben.

Als dringendste Aufgabe wurde die Erarbeitung von fachlich begründeten Konzepten zur integrativen Neugestaltung der Geo-Landschaft als politische Entscheidungshilfe und Information der Öffentlichkeit angesehen. Entsprechend problemgeladen, visionär wie realistisch war ein Arbeitspapier vom 12.07.1990 zur Struktur und Arbeitsteilung der Geowissenschaften im Raum Berlin und Brandenburg im Universitäts- und Museumsbereich. Vertreter der Freien Universität (FU) Berlin, der TU, der HUB (Sektion Geographie) und des Museums für Naturkunde (MfN) sowie des ZIPE Potsdam formulierten sinnvolle Wege einer optimalen und landesübergreifenden Kooperation, z. B. bei der Ausbildung von Umweltgeologen, deren Bedarf am Arbeitsmarkt damals als sehr hoch eingeschätzt wurde.

Wie groß das gegenseitige Informations- und Mitteilungsbedürfnis war, zeigte die thematisch weit gefächerte Kolloquiumsreihe „Geowissenschaften drüben“ am Institut für Geologie und Paläontologie der TU (von April bis August 1990) mit einer Vortragsfolge von Fachkollegen ausschließlich aus den neuen Bundesländern. Nach Zeiten einer hysterischen Geheimhaltung mit sehr restriktiver Publikationstätigkeit nutzten profilierte ostdeutsche Geologen dieses Podium, um den Fachkollegen aus den alten Bundesländern einen aufschlussreichen Über- und Einblick in den erreichten Leistungsstand der DDR-Geologie zu geben.

Schließlich formierte sich auf seiner Gründungsversammlung am 18. Februar 1991 aus dem Arbeitskreis der gemeinnützige Verein „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.“ mit dem ambitionierten Ziel der Förderung der Geowissenschaften in Berlin und Brandenburg. Programmatische Stichworte aus der Satzung sind: Weiterbildungsveranstaltungen, Vorträge und Exkursionen, Beratung von Amtsträgern und Behörden, Nachwuchsförderung und Öffentlichkeitsarbeit. Die gewählte Doppelspitze mit zwei Vorsitzenden (Prof. J. H. Schroeder und Dr. sc. H. Knappe) und ihre Stellvertreter waren identisch mit dem Leitungsgremium des bisherigen Arbeitskreises. Der neue juristische Status verlieh der geowissenschaftlichen Interessenvertretung mehr verbindliche Wirksamkeit nach außen bei völliger Ehrenamtlichkeit und freiwilligem Engagement ihrer Mitglieder. Auch der bisherige Nulltarif der Mitgliedschaft war ein Novum unter den etablierten wissenschaftlichen Zünften. Er beseitigte nicht nur die Hemmschwelle für

Studenten, Geringverdiener und Arbeitslose zugunsten einer produktiven Vereinsarbeit, sondern war Ausdruck eines solidarischen Grundtons in diesem geowissenschaftlichen Netzwerk mit Vereinigungsspezifika (SCHROEDER 1991a). Allerdings gibt es mittlerweile 27 persönliche Fördermitglieder sowie körperschaftliche Förderer (FUGRO Berlin), ohne deren stetige dankenswerte finanzielle Unterstützung so manche Aktivität erschwert gewesen oder überhaupt nicht zustande gekommen wäre.

Die neugewonnene Freiheit hatte infolge der Beseitigung überflüssiger oder konkurrierender Institutionen und Betriebe der implodierten DDR durch Einführung der Marktwirtschaft und föderaler Behördenstrukturen nicht nur für etliche ostdeutsche Fachkollegen negative Konsequenzen, sondern gefährdete an manchen umstrukturierten Standorten auch wertvolle Archive (z. B. ZGI/UWG, GFE). Vor allem drohte massiver Erkenntnisverlust überall dort, wo ostdeutsche Geowissenschaftler ihr Betätigungsfeld verloren, ohne ihr umfangreiches Wissen und bisher geheim zu haltende Ergebnisse vorher für die Fachwelt dokumentieren und weitergeben zu können. Diesem akuten nationalen Kulturverlust konnte der Verein erfolgreich entgegenwirken, indem er z. B. Arbeitsbeschaffungsmaßnahmen für Fachleute durchgesetzt hat, um deren Kenntnisse und Erfahrungen auf ihren Spezialgebieten für den öffentlichen Nutzen und die Fachwelt zu dokumentieren. Es wurden zahlreiche Vorschläge eingereicht und praktisch umgesetzt, um geowissenschaftliche Bibliotheken, Archive, Sammlungen sowie die wertvollen Bohrkern- und Probenarchive in den neuen Bundesländern zu sichern. Gleichzeitig erfolgten konzeptionelle Vorschläge zur Neustrukturierung der geowissenschaftlichen Bereiche an Universitäten, Forschungseinrichtungen und Behörden in Berlin und Brandenburg.

Ein Zitat von Prof. Karl-Bernhard Jubitz, dem Gründungs- und Ehrenmitglied (Abb. 1), aus seinem Einführungsreferat anlässlich des Symposiums „Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf“ am 27.04.1991 an der TU Berlin charak-



Abb. 1: Prof. Dr. K.-B. Jubitz bei Erläuterungen zur Struktur Rüdersdorf (1.5.1999) (Foto: W. Bartmann)

Fig. 1: Prof. Dr. K.-B. Jubitz explaining the structure Rüdersdorf (1.5.1999) (photo: W. Bartmann)

terisiert das bis heute gültige Anliegen des Vereins und die Motivation seiner Mitglieder: „...so suchen wir auch heute das gemeinsame Gespräch vor dem Hintergrund des Neuanfangs beim Zusammenwachsen der beiden Teile Deutschlands – hierfür bietet das wissenschaftliche Gespräch, die geistige Auseinandersetzung mit konkreten Fragestellungen eine wesentliche Voraussetzung für die gegenseitige Verständigung. Hierbei sind alte Werte sinnvoll zu erhalten und neue gezielt zu fördern und auf den Weg zu bringen“ (JUBITZ 1991).

## 2. Aktivitäten und Ergebnisse

In diesem Sinne gestaltete sich das Vereinsleben und organisierten die Mitglieder in jedem Jahr zahlreiche, meist kostenlose Veranstaltungen und boten allen Fachkollegen wie der interessierten Öffentlichkeit ein breites Themenspektrum an (vgl. Tab. 1). Die Exkursionen am 1. Mai entwickelten sich dabei zu Jahres- und Vereinshöhepunkten, die sich großen Zuspruchs mit zum Teil über 100 Teilnehmern erfreuten (Abb. 2). Zu dieser Tradition gehört auch

<b>Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg: Aktivitäten 1990-2010</b> <b>(Materialsammlung SCHROEDER, STRAHL &amp; THIEKE, Stand: 01.04.10)</b> Vorläufer: Arbeitskreis Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg, gegründet: 19.05.1990 Gründungsversammlung des Vereins: 18.02.1991; Eintragung ins Vereinsregister: 24.04.1991					
	<b>1. Mai-Hauptexkursion Ziel; Akteure</b>	<b>Sympos. Ort</b>	<b>Exkursionsführer Nr.: Kurztitel - Auflage, Auflagenhöhe</b>	<b>Exkursionen, Befahrungen Datum: Ziel; Akteure</b>	<b>Info-Veranstaltungen Datum: Thema; Referenten</b>
1990	Sperenberg; BEUTLER, LUDWIG, WENDLAND	Wittbrietzen			02.-05.02.: R. G. C. BATHURST in Potsdam und Berlin zu Karbonat-Sedimenten 01.05.: Quo vadis, Geologica Berlinensis?
1991	Tagebau Rüdersdorf; JUBITZ, STREICHAN	TU		22.06.: Bohrloch-geophysik, BLM Storkow; BURDE 26.10.: Mitteldeutsches Quartär und Tertiär nördlich Leipzig; EISSMANN	21.10.: Geologische Aktivitäten in Berlin und Brandenburg; GBB-Vorstand u. a.
1992	Bad Freienwalde-Parsteiner See; HULTZSCH, AHRENS, JÄGER u. a.	HU, Geographie	Nr.1: Rüdersdorf - 1., 1 000	24.10.: Museum Fürstenwalde/Rauensche Berge; ZWENGER	27.6.: Geologische Gefüge – Selbstorganisation; JACOB u. a.
1993	Lübbenau-Cottbus-Forst; NOWEL, HELLWIG, U. & R. STRIEGLER u. a.	TU	Nr. 2: Freienwalde - 1., 1 000 Nr. 1: Rüdersdorf - 2., 3 000	24.02.: Bohrloch-geophysik BLM Storkow; BURDE, BAUMANN 18.09.: Geologische Wand Blankenfelde; MAI 30.10.: Grottensaal, Neues Palais, Sanssouci; ROHDE	18.01.: Wasserversorgung Berlin; EMSHOFF, HANNEMANN, THIERBACH 13.02.: Fernerkundung und Geoinformationssysteme; LIST u. a. 26.06.: Dolomitisierung; MACHEL 13.10.: Erdöl-Erdgas Exploration Berlin-Brandenburg; SCHRETZENMAYR
1994	Raum Potsdam; WEISSE, BÖSE, MÜLLER u. a.	TU	Nr. 2: Freienwalde - 2., 2 000	22.10.: Archäologische Exkursion Uckermark; SCHULZ (P), BROSE	12.02.: Geologische Karten Berlin Brandenburg; THIERBACH u. a. 19.02.: Versenkungsdiagenese von Karbonaten; MACHEL 20.06.: Geologie von Polen; LORENC 26.11.: CEPEK-Ehrenkolloquium
1995	Raum Biesenthal; NITZ, GÄRTNER, SCHLAAK u. a.	HU, Geographie	Nr. 3: Lübbenau - Calau 1., 1 000 Symposiumsband Rüdersdorf	09.09.: Geo-Tag BUGA Cottbus; R. & U. STRIEGLER, SCHNEIDER u. a.	25.03.: Geologie Zentraler Bereich Berlins; THIERBACH, LIMBERG u.a. 03.10.08.: INQUA; BÖSE u. a.
1996	Naturwerksteine Berlin; JEKOSCH, DAMASCHUN, A. EHLING u. a. (wiederholt am 29.06.)	HU, Museum		31.08.: Oberlausitz; GOTTE, SCHUST, KNAPE	10.02.: Untergundspeicherung; JAGSCH 08.06.: Geotopschutz; BÖSE, GÖLLNITZ u. a. 09.07.: Beyrich-Kolloquium; WENDLAND, KRÜGER 09.11.: Wasserstraßen in Berlin-Brandenburg; EYRICH

	1. Mai-Hauptexkursion Ziel; Akteure	Sympos. Ort	Exkursionsführer Nr.: Kurztitel - Auflage, Auflagenhöhe	Exkursionen, Befahrungen Datum: Ziel; Akteure	Info-Veranstaltungen Datum: Thema; Referenten
1997	Frankfurt - Eisenhüttenstadt; BROSE, LUDWIG, SCHULZ (G), SCHULZ (P) u. a.	TU	Nr. 1: Rüdersdorf - 2., 1 500 unv. Nachdruck Nr. 4: Potsdam - 1., 1 500	25.01.: Geowiss. Sammlung der BGR in Spandau; HEINKE, A. EHLING, J. STRAHL, LINDERT u. a.	20.10.: Atlas der Geologie von Brandenburg; STACKEBRANDT
1998	Westliches Havelland; WEISSE, KRÜGER, ZIERMANN u. a.	HU, Geographie	Nr. 3: Lübbenau - Calau 1., 500 unv. Nachdruck	21.-24.05.: Osterz- gebirge/Nordböhmen; GOTTE 11.12.: Baustelle Spreebogen; THIERBACH 05.-09.10.: <b>Jubiläumstagung DGG Geo-Berlin 98:</b> Exkursionen von Mitgliedern in Berlin und Brandenburg: Vorexkursionen: A 1, 2, 5, 7, 8, 10 Tagungsbegleitend: B 2, 4 Nachexkursionen: C 1, 2, 6	<b>Jubiläumstagung Geo-Berlin 98:</b> Tagungsleitung: SCHROEDER Leitung Symposia/ Fachsitzungen: Großbaustelle Berlin; THIERBACH, TIEDEMANN Quartärgeologie; NITZ, VOIGT Brandenburg/Mitteleuropäische Senke; STACKEBRANDT Naturwerksteine; SCHIRRMESTER Braunkohlentagebaue; Geologie und Sanierung; BROSE
1999	Tagebau Rüdersdorf; JUBITZ, STREICHAN u. a.	TU	Nr. 6: Naturwerksteine - 1., 3 000	11.06.: Tagebau Jänschwalde, Ostrandschlauch; NOWEL, R. & U. STRIEGLER 09.10.: Muskauer Faltenbogen; KUPETZ 28.11.: Geschiebezentrum Niederlehme; U. Strahl	12.06.: Quartär-Stratigraphie; LIPPSTREU u. a. 03.07.: Hydrogeologie Berlin- Brandenburg; PEKDEGER, THIERBACH, MANHENKE
2000	Sperenberg; BEER, GÖLLNITZ Wünsdorf; KOPP, KIESSLICH	HU, Geographie	Nr. 7: Frankfurt (O) - 1., 2 000	12.02.: Naturwerksteine in Sanssouci; ROEPER	27.05.: Bohrlochgeophysik; BLM Storkow, BURDE, BAUMANN 25.11.: Ehrenkolloquium JUBITZ/ TORRELL
2001	Oderbruch und Umgebung; BROSE, CARLS, SCHULZ (P), GRÜTZMACHER	BGR	Nr. 4: Potsdam - 2., 1 500	24.02.: Bohrloch- geophysik in BLM Storkow; BAUMANN, BURDE 23.06.: Jungquartäre Morphogenese Tagebaue Cottbus-N & Jänschwalde; POPPSCHÖTZ 15.09.: Jungmoränenland südlich Berlin; JUSCHUS	20.01.: Zwischen Überzeugung und Aufbegehren; TISCHENDORF 07.07.: Geologischer Atlas von Berlin; THIERBACH, LIMBERG, FIFE
2002	Märkische Schweiz; BROSE, HANNEMANN, JORTZIG, LEHRKAMP u. a.	HU, Geographie	Nr. 8: Sammlungen - 1., 1 500	<b>Jahr der Geowissenschaften:</b> Exkursionen mit der Urania 20.04.: Braunkohlen- bergbau Lausitz; NESTLER 11.05.: Branden- burgische Landschaft nördlich Berlin; MARCINEK, SCHROEDER 25.05.: Relief Berlin Mitte bis Potsdam; ELLENBERG 25.05.: Stadtgeschichte Potsdam; WEISSE 01.06.: Oder- Flußgeschichte; BROSE, SCHULZ (P) 06.07.: Koschenberg- Schwarzkolm; KOPP <b>Naturwerksteine in Berlin:</b> Sammlungsbesuch BGR; A. EHLING 6 Exkursionen im Zentrum von Berlin; SCHIRRMESTER	02.02.: GeODin 3; FUGRO Berlin, ANDERS 23.11.: GeolInfosystem Karte; ASCH <b>Jahr der Geowissenschaften:</b> 12.03.-21.04. Urania-Ausstellung „Landschaft von Brandenburg und Berlin“; 5 Vorträge in der Urania; SCHIRRMESTER <b>Naturwerksteine in Berlin:</b> Vorträge im Naturkundemuseum; SCHIRRMESTER, EBERT, JEKOSCH, A. EHLING, SCHROEDER, RENTMEISTER

	1. Mai-Hauptexkursion Ziel; Akteure	Sympos. Ort	Exkursionsführer Nr.: Kurztitel - Auflage, Auflagenhöhe	Exkursionen, Befahrungen Datum: Ziel; Akteure	Info-Veranstaltungen Datum: Thema; Referenten
2003	Geopark Neubrandenburg; GRANITZKI, BUDDENBOHM, J. STRAHL u. a.	TU	Nr. 9: Oderbruch - Märkische Schweiz - 1., 1 500	01.-03.04.:Ronneburg - Wismut; P. KÜHN 05.-06.07.: Travertine, Löss etc. in Thüringen; JÄGER	
2004	NW Barnim - SW Eberswalder Urstromtal; GARTNER, BUSSEMER, SCHLAAK, ZEUSCHNER	TU		19.03.: Geschiebezentrum Niederlehme; KADEN, U. STRAHL, N. HERMSDORF 18.-19.09.: Chemnitz und Umgebung; P. KÜHN, JENTSCH	30.01.: Ehrenkolloquium Ruhestand SCHROEDER; KOCH, LIMBERG, STACKEBRANDT, WEFER, YARAMANCI 01.-04.06.: 71. Tagung AG Norddeutsche Geologen in Frankfurt/Oder 19.06.: 750 Jahre Bergbau Rüdersdorf
2005	Tagebau Jänschwalde & Klinge; KÜHNER, BAURIEGEL, HERING, R. & U. STRIEGLER u. a.	HU Geographie	Nr. 5: Naturpark Barnim - 1., 1 500 Aktion: Geo-Führer in die Schulen (38 Schulen, 2 Umweltzentren, 1 Bibliothek beschenkt)	19.03.: Geschiebezentrum Niederlehme; U. STRAHL 15.-18.05.: NW Sachsen; P. KÜHN 25.06.: Glazialformen Wannsee; JÄKEL 27.08.: Grunewald; MEISSNER 02.07.: Charlottenburger Schloss bis Potsdam; ELLENBERG	
2006	Muskauer Faltenbogen; M. & A. KUPETZ, NOWEL	GfE	Nr. 6: Naturwerksteine - 2., 4 000	18.-19.03.: Rügen; SCHNICK, KRIENKE, J. & U. STRAHL <b>Jahrestagung DGG Geo-Berlin 2006:</b> Tagungsleitung; DOMINIK, SCHROEDER Vorexkursionen: Jungmoränenland NE Berlin; SCHLAAK Präkänozoikum; KOPP Tagungsbegleitend; Naturwerksteine Gendarmenmarkt; SCHIRRMEISTER Naturwerksteine TU-Campus; SCHIRRMEISTER Nachexkursionen: Moränenlandschaft Teltow-Baruther Urstromtal – Fläming; JUSCHUS Struktur Rüdersdorf; JUBITZ Flechtingen-Rosslau- scholle; KOPP, GÖTHEL, B. EHLING	
2007	Hoher Fläming; WANSA, N. HERMSDORF, BRANDE	GfE		14.-16.04.: Rügen; SCHNICK, KRIENKE, J. & U. STRAHL 09.06.: Salzstellen Brandenburg; A. HERMSDORF, HERRMANN, RÖSSLING 13.10.: Wuhletal; KNAPE, BRANDE <b>Urania-Exkursion:</b> Steine im Weltkulturerbe Museumsinsel; SCHIRRMEISTER	08.11.: Ehrensymposium ASSMANN; SCHUBERTH, LIMBERG u. a. <b>Veranstaltungen in der Urania:</b> Ausstellung: Steine wahrnehmen, gestalten, verstehen; KALTENBACH, FOHRER, SCHIRRMEISTER, SCHROEDER Ausstellungsbegleitende Vorträge: Steine in der Stadt; SCHROEDER, Weltkulturerbe Museumsinsel; SCHIRRMEISTER

	1. Mai-Hauptexkursion Ziel; Akteure	Sympos. Ort	Exkursionsführer Nr.: Kurztitel - Auflage, Auflagenhöhe	Exkursionen, Befahrungen Datum: Ziel; Akteure	Info-Veranstaltungen Datum: Thema; Referenten
2008	Nationalpark Unteres Odertal; BESCHMIDT, JUSCHUS, SCHULZ (P)	GfE		21.01.: Museum für Naturkunde, Ausstellungs-konzept; DAMASCHUN 12.-13.04.: Hiddensee; KRAUSS, J. STRAHL 12.-14.09.: Hiddensee; KRAUSS, SCHROEDER	07.03.: 3-D-Modellierung; DOMINIK 01.11.: Brauhausberg Potsdam; WEISSE, PAECH
2009	Naturpark Dahme-Heideseen; JUSCHUS, ALBERT, SONNENBERG	HU Geographie	Führer Architektur und Stadtgeschichte: Steine in deutschen Städten - 1., 1 000	17.-21.06.: Bornholm; KRAUSS, J. STRAHL	
2010	West-Prignitz; LINDOW, ZWIRNER, STACKEBRANDT, J. STRAHL, EFFENBERGER	GfE			23.01.: Geoinformatik; ASCHE, KOLBE, HOSTERT, WAECHTER u. a.

Tab. 1: 20 Jahre GBB e. V. im Überblick – alle Aktivitäten und ihre Protagonisten

Schulz (P) = Herr Dipl.-Phil. prähist. Rainer Schulz, Märkische Eiszeitstraße, Frankfurt/Oder

Schulz (G) = Herr Dipl.-Geol. Rainer Schulz, LBGR Cottbus

Tab. 1: 20 years of GBB e. V. at a glance – all activities and their protagonists

Schulz (P) = Mr. Dipl.-Phil. prähist. Rainer Schulz, Märkische Eiszeitstraße, Frankfurt/Oder

Schulz (G) = Mr. Dipl.-Geol. Rainer Schulz, LBGR Cottbus

das den Exkursionen immer vorausgehende Symposium, das in die jeweilige Thematik einführt, sie geowissenschaftlich vertieft und auch oft kulturhistorisch und naturkundlich ergänzt (vgl. Tab. 2). Die Reihe der bisher in Brandenburg befahrenen Exkursionsgebiete ist eindrucksvoll und gleichermaßen aufschlussreich: Sperenberg (1990, 2000), Rüdersdorf (1991, 1999), Bad Freienwalde/Parsteiner See (1992), Lübbenau/Cottbus/Forst (1993), Raum Potsdam

(1994), Raum Biesenthal (1995), Frankfurt (Oder)/Eisenhüttenstadt (1997), Westhavelland (1998), Oderbruch (2001), Märkische Schweiz (2002), Barnim/Eberswalder Urstromtal (2004), Jänschwalde/Klinge (2005), Muskauer Faltenbogen (2006), Hoher Fläming (2007), Nationalpark Unteres Odertal (2008), Naturpark Dahme-Heideseen (2009), West-Prignitz (2010) (Abb. 3). Außerhalb Brandenburgs standen 1996 die Naturwerksteine berühmter Bauwerke der historischen Mitte Berlins sowie 2003 der Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft im Mittelpunkt des Interesses (Abb. 4).



Abb. 2: Meinungsaustausch über die Oderbruchgenese bei Mallnow (1.5.2001). Im Vordergrund (v. l. n. r.): Frau Dr. R. Carls, Prof. Dr. H. Liedtke, Dr. F. Brose, Prof. Dr. J. H. Schroeder (Foto: K. Else)

Fig. 2: Exchange of opinions concerning the genesis of Oderbruch at Mallnow (1.5.2001). In the foreground (from left to right): Mrs. Dr. R. Carls, Prof. Dr. H. Liedtke, Dr. F. Brose, Prof. Dr. J. H. Schroeder (photo: K. Else)

Die Auswahl der Exkursionsziele erfolgte vorrangig nach rohstoffwirtschaftlicher Bedeutung, der Aktualität ihres lithologisch-biostratigraphischen Erforschungsgrades und dem regionalgeologischen Referenzcharakter, war aber auch vom gesundheitlich bedingten Mitwirkungsvermögen der jeweiligen Regionalkenner und Spezialbearbeiter abhängig. Naturgemäß lag der Schwerpunkt auf quartärgeologisch-morphogenetischen Schlüsselgebieten Brandenburgs, aber auch tiefengeologische und methodische Themen kamen nicht zu kurz. Ergänzt wurden die Jahreshauptexkursionen durch zahlreiche informative Frühjahrs- und Herbstveranstaltungen (67 Exkursionen, 39 Vortrags-sessions), größtenteils von Vereinsmitgliedern bestritten, aber auch mit profilierten Gast-Referenten, die zum Teil aus anderen Bundesländern (Mecklenburg-Vorpommern, Bayern, Hessen, Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Sachsen-Anhalt, Sachsen und Schleswig-Holstein) oder dem Ausland (Polen, Kanada) kamen. Das Interesse konzentrierte sich jedoch nicht nur auf geologische Schwerpunkte in Brandenburg, sondern im Laufe der Jahre zunehmend auf ausgewählte Ziele in Mecklenburg-Vorpommern (Abb. 5), Sachsen, Sachsen-Anhalt, Thüringen und sogar

1. Mai-Symposium Datum, Ort	Referenten	Thema
1.5.1990 Wittbrietzen	Podiumsdiskussion	Quo vadis, Geologica Berolinensis?
27.4.1991 TU	JUBITZ, WENDLAND, KATZUNG, BEUTLER, TESSIN, MUSTOW, P. KÜHN, TOLEIKIS, AHRENS, CEPEK, VOLKMAR, ZWENGER, FUCHS, BAUTSCH, DAMASCHUN, RENTZSCH, BECKER, WEYER	Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf
25.4.1992 HU	HORST, KNAPE, AHRENS, TESSIN, CEPEK, JÄGER, KOZARSKI, HANNEMANN, KABOT, HULTZSCH, SUCCOW, BROSE	Geologie des Unteren Oderbruchs und seiner Umgebung
23. und 24.4.1993 TU	SCHROEDER, BRAUSE, RENTZSCH, LORENC, SUHR, BÖNISCH, MAI, STACKEBRANDT, SCHWAB, BEUTLER, K. GRUNERT, NOWEL, CEPEK, HELLWIG, LIPPSTREU, U. & R. STRIEGLER, KRUEGER, BESCHOW, THIEMIG, ZIEGENHARDT, ECKHARDT, NEUMANN, STOCK, HAMMERMANN	Geologie des Raumes Lübbenau – Cottbus – Forst
23.4.1994 TU	STACKEBRANDT, ZIERMANN, WEISSE, GEISLER	Raum Potsdam: Quartärgeologie, Morphologie, Frühgeschichte
22.4.1995 HU	BEER, NITZ, GÄRTNER, SCHLAAK, I. SCHULZ, L. SCHIRRMESTER	Raum Biesenthal: Quartärgeologie und Morphologie
27.4.1996 Naturkundemuseum	JEKOSCH, RENTMEISTER, A. EHLING, DAMASCHUN, HARTENSTEIN, SCHROEDER, KLEEBERG, ZANKL, S. GRUNERT, POLSTER	Naturwerksteine: Geo-Rohstoffe und Kulturerbe
26.4.1997 TU	BEER, STACKEBRANDT, JORTZIG, AHRENS, BERNER, HANNEMANN, DOBRACKI, PIOTROWSKI, URBANSKI, BROSE, LUDWIG, R. SCHULZ (P), KOSKOWSKI	Geologie des Raumes Frankfurt – Eisenhüttenstadt
25.4.1998 HU	H. KRÜGER, WEISSE, BEER, SIMON, KNOTHE, W. KRÜGER, GRAMSCH, KNÖSCHE, WIEGANK	Geologie des westlichen Havellandes
24.4.1999 TU	SCHROEDER, KARNIN, PIESKE, JUBITZ, N. HERMSDORF, LIPPSTREU, SONNTAG, DÜRING, SCUR, KÖHLER, STACKEBRANDT	Struktur – Großtagebau – Museumspark Rüdersdorf
29.4.2000 HU	SCHROEDER, BEER, GÖLLNITZ, KOPP, JUSCHUS, PREUSS, KIESSLICH	Sperenberg und Umgebung
28.4.2001 BGR	LIETKE, CARLS, BROSE, PIOTROWSKI, R. SCHULZ (P), DOBRACKI, MARCINEK, ZAUMSEIL, LORENZEN, R. SCHULZ (G), KRAUSCH	Das Oderbruch: Entstehung – Entwicklung – Besiedlung – Schutz
27.4.2002 HU	BEER, BROSE, BORK, WEDL, LEHRKAMP, R. SCHULZ (P)	Die Märkische Schweiz: Untergrund – Morphologie – Botanik – Siedlungsgeschichte
26.4.2003 TU	GRANITZKI, BUDDENBOHM, STRAHL, DÄDLÖW	Geopark Neubrandenburg: Quartärgeologie – Ressourcen - Naturschutz
30.4.2004 TU	GÄRTNER, BUSSEMER, NITZ, SCHLAAK, OEHLKE, SCHEFFLER, LUTZE	Nordwestlicher Barnim – südliches Eberswalder Urstromtal
30.4.2005 HU	SCHRÖDER, SCHROEDER, SUHR, KÜHNER, R. & U. STRIEGLER, SEIFERT-EULEN, POPPSCHÖTZ, HERING, BAURIEGEL, BÖNISCH	Das Känozoikum der Lausitz im Raum Cottbus Nord – Jänschwalde
22.4.2006 GfE	ELLGER, SCHROEDER, SCHMIDT-THOMÉ, BIENASZ, KOZMA, KUPETZ, MIELCHEN, JERZAK, LUTZE, OTT, NOWEL, SCHOSSIG	Geoparks in Brandenburg: Muskauer Faltenbogen, Eiszeitland am Oderrand und ???
21.4.2007 GfE	ELLGER, SCHROEDER, FRIEDEL, KOPP, GÖTHEL, A. HERMSDORF, NITZ, STRAHL, JUSCHUS, BRANDE	Der Fläming: Geologie, Geomorphologie und quartäre Vegetationsgeschichte
26.4.2008 GfE	ELLGER, SCHROEDER, KOPP, JUSCHUS, BROSE, TREICHEL, MIGDALSKA, NOWAK, SCHALITZ, R. SCHULZ (P)	Nationalpark Unteres Odertal und Umgebung – vom tieferen Untergrund bis zum Naturschutz
25.4.2009 HU	NITZ, SCHROEDER, JAGSCH, JUSCHUS, SONNENBERG, ALBERT, LANDGRAF, WESTENDORF	Naturpark Dahme – Heideseen
24.4.2010 GfE	ELLGER, SCHROEDER, BARTMANN, THIEKE, STACKEBRANDT, SONNTAG, STRAHL, LINDOW, FISCHER, MAY	West-Prignitz: Geologie – Natur- und Landschafts- entwicklung – wasserbauliche Maßnahmen

Tab. 2: Die GBB-Symposien zur Vorbereitung der Jahreshauptexkursionen, ihre Themen und Referenten

TU – Technische Universität Berlin, Institut für Angewandte Geowissenschaften II

HU – Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Geographie

BGR – Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Dienstbereich Berlin

GfE – Gesellschaft für Erdkunde Berlin

Tab. 2: The GBB symposia preparing the main annual excursions, their themes and speakers

TU – Technical University Berlin, Institute for Applied Geosciences II

HU – Humboldt University Berlin, Department of Geography

BGR – Federal Institute for Geosciences and Natural Resources, branch office Berlin

GfE – Association of Geography Berlin

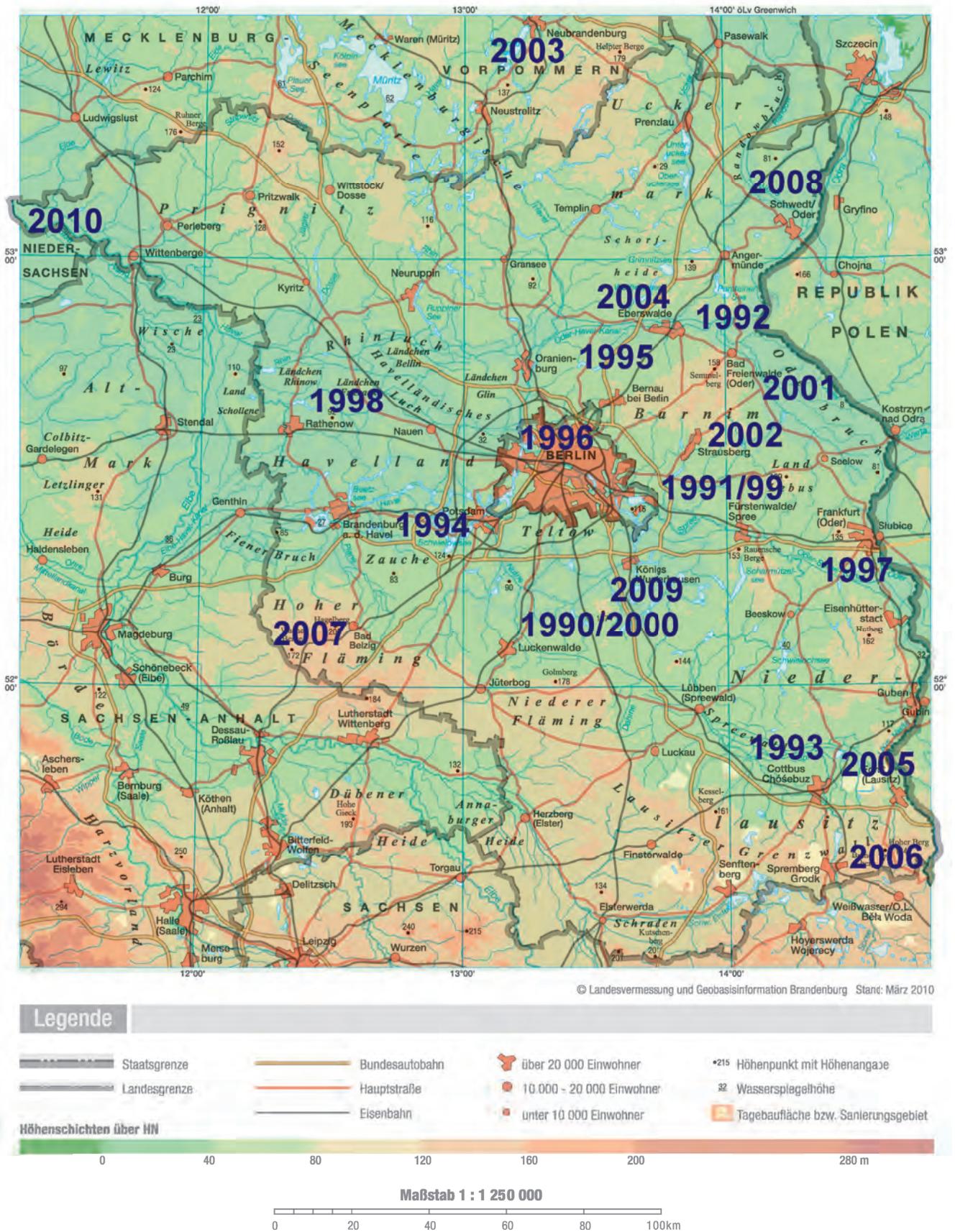


Abb. 3: Übersicht über die Zielgebiete der 1. Mai-Exkursionen seit 1990 (Die Jahreszahl bezeichnet das Kerngebiet, Karte : W. Bartmann, Kartengrundlage: Topographische Karte 1 : 250 000 LGB 2010)

Fig. 3: Overview of the visited regions of 1st May excursions since 1990 (the number indicates the main area, map : W. Bartmann, source: topographic map scale 1 : 25 000 LGB 2010)



Abb. 4: Exkursion im Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft (01.05.2003) (Foto: K. Schubert)

Fig. 4: Excursion within the Geopark Mecklenburgische Eiszeitlandschaft (01.05.2003) (photo: K. Schubert)



Abb. 5: Dr. M. Krauss (Bildmitte, roter Anorak) erläutert die geologische Situation auf dem Dornbusch (Hiddensee, September 2008). (Foto: H. U. Thieke)

Fig. 5: Dr. M. Krauss (in the middle, red dressed) explains the geological situation of the top of Dornbusch (Hiddensee, September 2008). (photo: H. U. Thieke)

Bornholm (DK). Dort wurden den zahlreichen Teilnehmern nicht nur der aktuelle geologische Kenntnisstand, sondern auch archäologische und historische Informationen nähergebracht (vgl. Tab. 1) (SCHROEDER 1991b, KNAPE & SCHROEDER 1994, SCHROEDER 1995, STACKEBRANDT 1995, SCHROEDER, KNAPE & STACKEBRANDT 1995, BARTMANN 2002, PAECH 2006, SCHROEDER 2007, MAZ 2007, ALBERT 2008, BEBIOLKA 2009).

Das Markenzeichen und hart erarbeiteter Stolz des Vereins sind seine Exkursionsführer, nunmehr neun an der Zahl im Selbstverlag erschienen und damit eine kleine Geologie von Brandenburg im Taschenbuchformat (Abb. 6). Bis auf

die Nr. 8 „Geowissenschaftliche Sammlungen“ sind sie alle das Ergebnis der bisherigen 1. Mai-Exkursionen. Pro Band wurden die wissenschaftlichen Beiträge von ca. 20 bis 30 kompetenten Fachleuten kompiliert sowie redaktionell und didaktisch gestrafft durch den maßgeblichen Herausgeber J. H. Schroeder und unterstützt durch die Mitherausgeber W. Nowel (Nr. 3), A. Heinke (Nr. 8) und F. Brose (Nr. 7 und 9) (vgl. Tab. 1). Eine Auswahl der positiven Bewertungen der Exkursionsführer in der Fachpresse findet sich in den Rezensionen von WUTZKE (1997), GOTTE (2000), JÄGER (2002), STRAHL (2003), WEISSE (2004) und STACKEBRANDT (2007).

Ein Ziel dieses anspruchsvollen Vorhabens war und ist es, sowohl Fachkollegen als auch der interessierten Öffentlichkeit eine aktuelle Einführung in die geologischen Grundzüge von Brandenburg in nachvollziehbarer Form als Exkursionsführer zu geben. Hervorzuheben ist ein weiteres und sehr zeitspezifisches Motiv, das nirgends oder nur schwer zugänglich dokumentierte Wissen der älteren Erfahrungsträger und geowissenschaftlichen Brandenburg-Bearbeiter vor dem Verlorengehen zu bewahren und für die Nachwelt in dieser Form zu erschließen. Zu der dringend gebotenen Bestandssicherung von unwiederbringlicher Erfahrung konnte der Verein einen beachtlichen Beitrag leisten. Dieser schwierige Prozess hat sowohl eine kulturelle Komponente zugunsten des Gemeinwohls als auch einen die Lebensleistung anerkennenden Aspekt für einige der beruflich nicht mehr aktiven Autoren. Das ist ein Anliegen, das in den turbulenten Nachwende-Zeiten nicht häufig anzutreffen war, aber bis heute als bewährtes Vereins-Ethos gepflegt wird (SCHROEDER 1996). Leider war es für das Sichern von Erfahrungen im Falle des Fläming zu spät (Exkursionsziel 2007). Derzeit fehlt es sowohl forschungsseitig als auch aus landesgeologischer Sicht zur zeitgemäßen Bearbeitung dieses Gebietes an personeller Kapazität.

Nach dem Verschwinden der innerdeutschen Grenze erhielt der Begriff Heimat eine neue räumliche aber auch emotionale Dimension. Landschaft und Geologie des Berliner Umlandes wurden endlich wieder für alle zugänglich und damit auch wichtiger und attraktiver Untersuchungsgegenstand für Lehre und Forschung von TU und FU. Die geowissenschaftliche Beschäftigung mit Brandenburg unter Einbeziehung des vorhandenen Wissensstandes und der Kooperation mit den Fachleuten des Vereins ist nicht nur für Nachwuchswissenschaftler längst zur Normalität geworden. In grenzüberschreitende Projekte wie MELA (Morphotektonische Karte des Europäischen Tieflandraums) waren einige Vereinsmitglieder aktiv einbezogen und haben insbesondere die Zusammenarbeit zwischen jungen deutschen und polnischen Geowissenschaftlern gefördert.

In den letzten Jahren haben zunehmend jüngere Mitglieder aus den geowissenschaftlichen Institutionen des Metropolenraums ihre Forschungsergebnisse auf GBB-Symposien, Exkursionen und in Publikationen präsentiert und geben zu

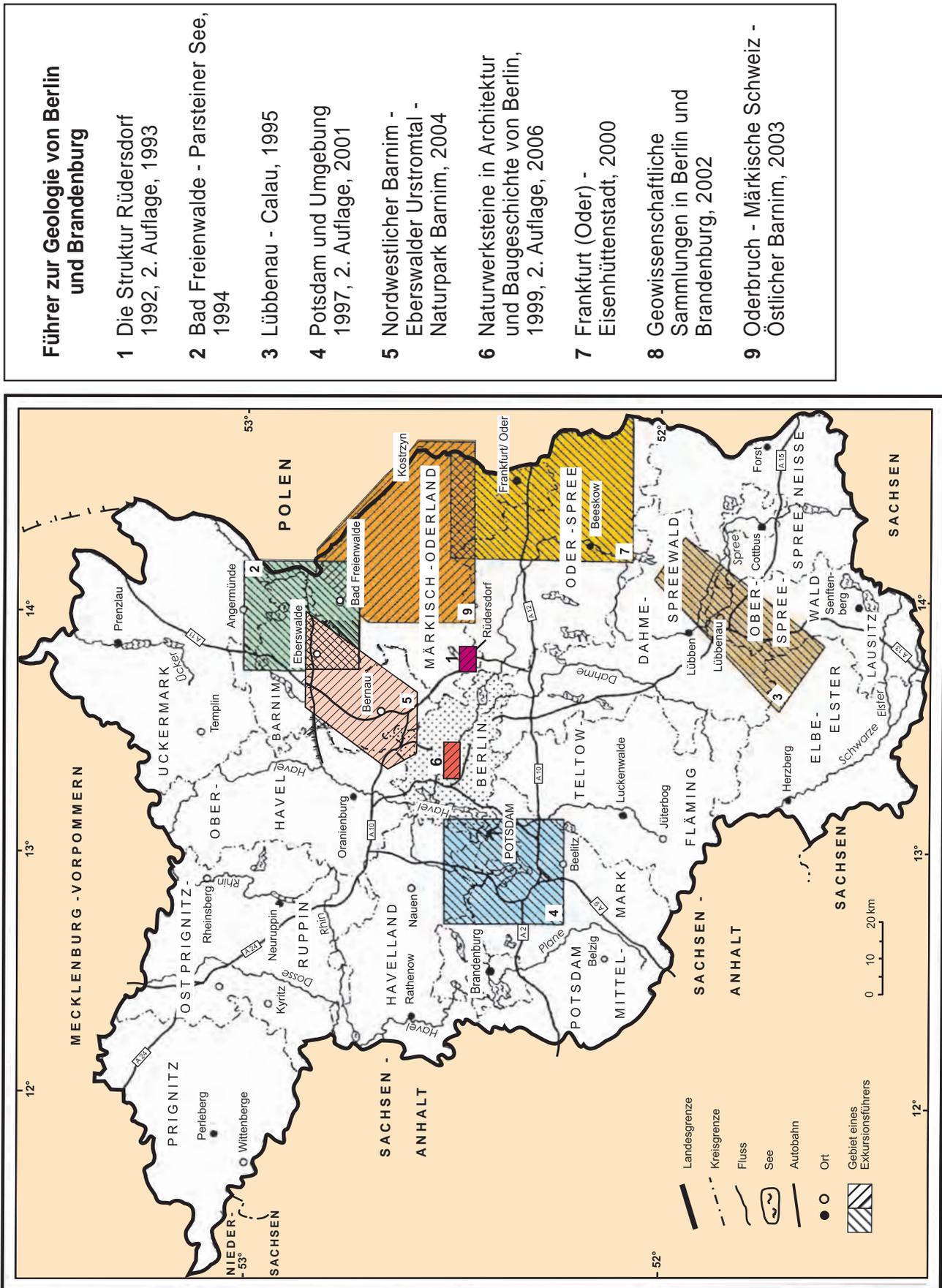


Abb. 6: Übersichtskarte zu den Exkursionsführern des GBB (Autoren: Schroeder/Dunker)  
 Fig. 6: Overview map of the excursion guides published by GBB (authors: Schroeder/Dunker)

der berechtigten Hoffnung Anlass, dass die Exkursionsführer fortgeführt, in Nachauflagen aktualisiert und zukünftig vielleicht als PDF's zum Herunterladen angeboten werden können.

Seit 1992 mit einer anfänglichen Auflagenhöhe von 1 000 Stück pro Band erschienen, entsprechend der Nachfrage nach Nr. 6 bis auf 4 000 ansteigend und mit bisher vier erweiterten Zweitaufgaben (Nr. 1, 2, 4, 6) haben die Exkursionsführer ihre festen Abnehmer und damit einen etablierten Platz am Markt der heimischen Geoliteratur gefunden (vgl. Tab. 1). Die stattliche Reihe mit einer Gesamtauflage von 26 500 Exemplaren wurde bereits zu drei Viertel umgesetzt (frdl. mündl. Mitt. Prof. J. H. Schroeder). Es ist vor allem das ausgewogene Verhältnis von reichhaltiger geowissenschaftlicher Information im knappen Duktus und gezielten Verständigungs- und Orientierungshilfen für Nichtfachleute (Erläuterungen, Skizzen, Glossar), das die Exkursionsführer sowohl unter Experten als auch in der interessierten Öffentlichkeit so beliebt macht.

So verwundert es nicht, dass die Führer bei etlichen interessierten Geographielehrern und -schülern als ergänzende Anregung z. B. für Projekte und außerschulische Aktivitäten begehrt sind. Dank einer großzügigen Spenden- und intensiven Beratungskampagne des Vereins wurden im Laufe des Jahres 2005 38 Schulen in Berlin und Brandenburg mit einem vollständigen Satz an Exkursionsführern gratis ausgestattet. Unter dem Motto „Geoführer in die Schulen“ hat sich besonders der Herausgeber der Reihe in dieser öffentlichkeitswirksamen Aktion für deren unterrichtsbereichende Verwendung mit konkreten Unterstützungsangeboten eingesetzt (SCHROEDER 2005, 2006). Hier ging es nicht um Nachwuchswerbung, sondern um die zusätzliche Vermittlung von existentiellem Allgemeinwissen über das System Erde bereits bei Schülern, untersetzt durch jugendgerechte Praxisbezüge wie im Geschiebezentrum des Kiestagebaus Niederlehme, im Geoschub von Marzahn-Hellersdorf oder als Projektarbeiten im Gelände.

### 3. Bürgersinn, Ehrenamt und wissenschaftliches Netzwerk

Ohne Selbstgefälligkeit kann man sagen, dass das vom Verein Erreichte ein kleiner aber solider Baustein ist für das komplexe Fundament einer Wissensgesellschaft bzw. einer Bildungsrepublik. Er wurde von den Mitgliedern ehrenamtlich und mit tätigem Bürgersinn zum Nutzen der Öffentlichkeit und des Gemeinwohls zusammengetragen und geformt. Von anfänglich 24 Gründungsmitgliedern 1990 wuchs die Zahl der gleichgesinnten Mitstreiter im Jahr 1992 auf 100, im Jahr 2003 auf 200 und erreichte im Jahr 2010 die stattliche Mitgliederschar von 253. Entscheidend für die bisherige Erfolgsbilanz des Vereins ist die breit gestreute institutionelle Zugehörigkeit der Mitglieder, ein Schlüssel für die fachliche Vielfalt, die Tragfähigkeit des wissenschaftlichen Netzwerkes und für seinen Qualitätsanspruch. Natürlich ist

in den vergangenen Jahren der Anteil der Ruheständler im Verein gestiegen, gegenwärtig beträgt er 37 %. Die derzeitigen beruflichen Aktivposten lassen sich den Kategorien Wirtschaft (30 %), Behörden (19 %) sowie Universitäten und Forschungseinrichtungen (14 %) zuordnen. Das ist für den GGB e. V. ein nicht unerwartetes Verteilungsmuster, denn von fast jeder wissenschaftlichen Veranstaltung ließen sich direkte Brücken schlagen zu unternehmerischen Partnern aus der Geo-Industrie, wie ehemals Lausitzer Braunkohlen AG (LAUBAG) und heute Vattenfall Europe Mining AG, mittelständischen Ingenieurbüros etc. und ihren wirtschaftlichen Interessen (vgl. Tab. 1).

Als Auszeichnung für ihre besonderen Verdienste zugunsten des Vereins sind die Herren J. H. Schroeder, J. Thierbach und K.-B. Jubitz († 2007) zu Ehrenmitgliedern ernannt worden.

Hervorzuheben ist, dass das Geleistete ohne die logistische Kooperation und großzügige Unterstützung der zuständigen Gremien und Amtsträger des Fachbereichs/der Fakultät der TU Berlin nicht hätte erreicht werden können. Von den damaligen wohlwollenden Weichenstellern sind u. a. die Professoren H. Kallenbach, B. D. Erdtmann und E. Klitzsch zu nennen. Auch das Glanzstück des Vereins, die Reihe der neun Exkursionsführer, wäre ohne die langjährige und zuverlässige Mithilfe der TU-Mitarbeiter Frau B. Dunker (Graphik), Herr M. Thiel (PC-Betreuung) und Herr U. Töpfer (Netzadministrator) undenkbar.

Eine verbindende Rolle kommt bis heute dem TU-Kolloquium und den dankenswerten Bemühungen von Prof. W. Dominik zu, der seitens der TU die intensive Zusammenarbeit mit dem GGB e. V. aufrechterhält und pflegt. Neben der TU verteilen sich die tragenden Kräfte des Vereins auf die Senatsgeologie von Berlin, auf die brandenburgische Landesgeologie, die BGR, Dienstbereich Berlin sowie die Geographen der Humboldt Universität und der Freien Universität Berlin und nicht zuletzt auf einige Unternehmen der Geobranche (UWG/Fugro Berlin, BLM Storkow etc.). Diese gute Vernetzung, die durchaus erweiterungsfähig ist, stellt eine der wesentlichsten Bestandsgarantien für den GGB e. V. für die Zukunft dar.

Die bewährte Doppelspitze des Vereinsvorstandes mit zwei Ko-Vorsitzenden wechselte entsprechend ihrer dienstlichen Belastung und hatte über die gesamte Zeit folgende personelle Zusammensetzung:

- Helmut Knappe (UWG) & Johannes H. Schroeder (TU) von 1991 bis 1993
- Werner Stackebrandt (LGBR) & Johannes H. Schroeder von 1993 bis 1997
- Werner Stackebrandt & Jens Thierbach (SenStadtUm) von 1997 bis 1999
- Jaqueline Strahl (LGBR/LBGR) & Johannes H. Schroeder seit 1999

Stellvertretend für alle bisherigen Vorstandsmitglieder sei hier die aktuelle, 2009 beschlossene personelle Zusammensetzung des Vorstandes aufgeführt. Sie zeigt, auf welche

breiten Schultern die Vereinsverwaltung und Vernetzungsaufgaben verteilt werden müssen:

- Johannes H. Schroeder (Ko-Vorsitzender)
- Jaqueline Strahl (Ko-Vorsitzende und Schriftleitung)
- Alexander Limberg (stellvertretender Vorsitzender)
- Angela Ehling (stellvertretende Vorsitzende)
- Gerda Schirrmeister (Schatzmeisterin)
- Helmut Knape (kooptiertes Vorstandsmitglied)
- Werner Stackebrandt (kooptiertes Vorstandsmitglied)
- Wilhelm Dominik (kooptiertes Vorstandsmitglied).

In den letzten Jahren hat der Verein erfreulicherweise mit der Gesellschaft für Erdkunde (GfE) eine weitere zuverlässige Stütze nicht nur auf logistischem Gebiet hinzugewonnen. Sehr gute und enge Beziehungen hat der relativ junge Verein zu den ehrwürdigen und überregionalen geowissenschaftlichen Organisationen, wie der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e. V. (DGG), der Deutschen Quartärvereinigung e. V. (DEUQUA), der Paläontologischen Gesellschaft, dem Berufsverband Deutscher Geowissenschaftler e. V. (BDG) und dem Alfred-Wegener-Institut (AWI) entwickelt. Mancher Skeptiker, der anfänglich dem Verein mit regionaler Note wegen seiner spezifischen Gründungsumstände nur eine kurze Lebensdauer prophezeit hat, sieht sich eines Besseren belehrt. Die traditionsreichen fachwissenschaftlichen Vereinigungen lassen solchem Netzwerk, wie es der GBB ist („freie Szene der Geologie“), genügend Spielraum für seine Aktivitäten – beide Organisationsformen schließen sich also nicht aus, sondern ergänzen sich sinnvoll. Seine Anziehungskraft resultiert vor allem aus den Gestaltungsmöglichkeiten und vielfältigen Informationsangeboten innerhalb eines lockeren aber effizienten wissenschaftlichen Netzwerkes mit regionaler Bodenständigkeit, überregionaler Ausstrahlung und einem wohlthuend respektvoll kollegialen Umgangston. Die langsam aber stetig steigenden Mitgliederzahlen sind sowohl ein Beweis für die Treue der langjährigen Mitglieder als auch für die andauernde Attraktivität des Vereins für Studenten und Nachwuchswissenschaftler, die hier ein Podium für Ihre Forschungsergebnisse und ein diskussionsfreudiges Auditorium vorfinden. Wünschenswert wäre es allerdings, wenn sich im Verein mehr junge Leute einbrächten als sie es jetzt tun und nicht nur Informationen und Events konsumierten.

#### 4. Öffentlichkeitswirksamkeit

Das öffentliche Engagement der Vereinsmitglieder erklärt sich aus der nüchternen Einsicht, dass nur durch ihren persönlichen Einsatz zum Teil einzigartiges und relevantes Fachwissen vor dem Verlust bewahrt werden konnte. Diese Aufgabe wurde in den ersten Nachwende-Jahren mit Erfolg bewältigt (u. a. durch Symposien und die Reihe der Geologischen Führer), ohne dass sich die Existenz des Vereins dadurch erübrig hätte. Das Gegenteil ist der Fall. Auch die wiedervereinte, zahlenmäßig erstarkte Geogemeinde von Berlin und Brandenburg sah sich der zunehmenden, bun-

desweiten gesellschaftlichen Marginalisierung ausgesetzt – dem eigentlichen Grundproblem der Geologie seit dem Ende der Humboldt'schen Ära. Im Rahmen seiner Möglichkeiten hat der Verein wertvolle Beiträge dazu geleistet, die Rolle der Geologie für die Daseinsvorsorge in das Bewusstsein der Öffentlichkeit zu rücken und auf die staatliche Verantwortung hinzuweisen, die Geowissenschaften nicht tot zu sparen. Die Zuversicht, dieser bedauerlichen Entwicklung kreativ entgegenzuwirken, ging vor allem von Johannes H. Schroeder, Gründungsmitglied und Integrationsfigur des Vereins, mit seinen ermutigenden Anstößen und zahllosen Aktivitäten (vgl. Tab. 1) aus. Als besondere Höhepunkte seien hier folgende Bemühungen und Veranstaltungen mit weitreichender Öffentlichkeitswirkung herausgegriffen:

Geo-Berlin 1998, die gemeinsame Jahrestagung der Geogewissenschaften anlässlich des 150. Jahrestages der Gründung der Deutschen Geologischen Gesellschaft  
 Berlin 1998, Urania-Ausstellung „Geowissenschaften in Ökonomie und Ökologie – Das System Erde“  
 Jahr der Geowissenschaften 2002, Vorträge und Ausstellung in der Urania und im Naturkundemuseum  
 Geo-Berlin 2006, 158. Jahrestagung der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften  
 Verleihung des Prädikats „Nationaler Geopark“ für den „Muskauer Faltenbogen“ und „Eiszeitland am Oderrand“.

Mit der gleichen Vehemenz und Hartnäckigkeit, mit der um Bestands- und Erfahrungssicherung von Archiven und Erfahrungsträgern gerungen wurde, erhob der Verein seine Stimme gegen die Verlagerung der Außenstelle des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe (LBGR) Frankfurt (Oder) 2005 nach Cottbus sowie gegen die Zerstückelung des Geologischen Dienstes in Kleinmachnow und seine kontraproduktive provisorische Umsiedlung 2009 nach Cottbus – leider vergeblich. Hier ist der Verein an die Grenze seiner Einflussnahme auf politische Entscheidungen gestoßen, was ihn keineswegs entmutigen sollte, auch zukünftig zu versuchen, seinen Fachverstand in die Landespolitik einzubringen.

#### 5. Ausblick

Der freudige Anlass, auf die besondere Entstehungsgeschichte und erfolgreiche Leistungsbilanz des 20jährigen Bestehens des GBB e. V. würdigend zurückblicken zu können, ist auch eine angemessene Gelegenheit, nach der weiteren Perspektive des Vereins zu fragen. Obwohl der Verein unter besonderen Rahmenbedingungen gegründet und aufgebaut wurde, die sich jedoch im Laufe der Zeit erheblich verändert haben, gibt es genügend Gründe für die langfristige Lebensfähigkeit dieses bodenständigen Netzwerkes.

Im Gegensatz zu der Phase der deutschen Wiedervereinigung muss heutzutage die Handlungsinitiative der Geowissenschaften wegen ihrer besorgniserregenden Randständigkeit in der Gesellschaft verstärkt werden. Das kann erreicht werden, wenn die Mitglieder wirksamer als bisher

die Öffentlichkeit mit neuen geowissenschaftlichen Ergebnissen vertraut machen, die für das Allgemeinwohl und die Daseinsvorsorge relevant sind. Dabei sollten neue, kreative Wege wie „Steine in der Stadt“ weiter verfolgt werden, denn sie sind ein erfolgversprechender Zugang zu Bürgernähe und damit zu politischen Meinungsbildungsprozessen. Was hindert uns daran, Bürgerbewegungen auf Wunsch fachlich zu beraten, die sich z. B. gegen Baupfusch, Müllskandale, Grundwassergefährdungen und unsichere Endlagerung wehren oder nur ein Informationsbedürfnis haben? Gleichermaßen zukunftsfruchtig ist es, die guten Beziehungen zur regionalen und überregionalen Geowirtschaftsbranche weiter auszubauen. Denn zur Lösung der drängenden Probleme, die wir dem System Erde bereitet haben, können und wollen die Fachleute des Vereins ihren Beitrag leisten. Mit einer verstärkten Nachwuchsförderung, einem institutionellen Rückhalt und seinem öffentlichen ehrenamtlichen Engagement ist der Verein der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. den Herausforderungen zumindest der nächsten 20 Jahre durchaus gewachsen. Die gelungene Synthese von wissenschaftlicher Kompetenz und Bürgersinn im GBB e. V. und sein erfolgreiches Weiterwirken verdienen ein kräftiges Glück auf!

### **Zusammenfassung**

Anlässlich des 20. Jahrestages des denkwürdigen Wiederzusammenfindens der Geowissenschaftler unserer Region als Verein „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.“ werden die Gründungsumstände, seine erfolgreiche Entwicklung, Aktivitäten und Leistungen dargestellt. Aus den anfänglichen Bemühungen zur Bestandssicherung von einzigartigen Archiven und persönlichen Erfahrungen, der gegenseitigen Unterstützung beim Schließen von Informationslücken, sei es im Gelände oder auf Symposien, bildete sich ein stabiles und zukunftsfähiges Netzwerk von Geowissenschaftlern und interessierten Bürgern. Das ehrenamtliche Wirken aller Beteiligten zugunsten einer aktiven Öffentlichkeitsarbeit, eines produktiven Meinungsaustauschs und einer attraktiven Nachwuchsförderung wird gewürdigt.

Neben den zahlreichen politischen und persönlichen Umbrüchen, bewirkte die Wiedervereinigung Deutschlands und Berlins 1990 eine unglaubliche Veränderung in den Arbeitsbedingungen und den Möglichkeiten des ungehinderten Meinungsaustauschs sowie der Perspektiven für die Geowissenschaftler der Region. In der DDR existierte zwar eine intensive und erfolgreiche geowissenschaftliche Forschung, deren Ergebnisse unterlagen jedoch größtenteils der Geheimhaltung. Aus diesem Grunde waren Publikationstätigkeit und fachlicher Austausch strengen restriktiven Auflagen unterworfen und viele wichtige Erkenntnisse steckten in unveröffentlichten Berichten und in den Köpfen der jeweiligen Spezialisten. Infolge der inselartigen Situation West-Berlins hatten die Geowissenschaftler in den Westsektoren keine Möglichkeit, Brandenburg kennenzulernen und

viele von ihnen besaßen ein nur spärliches Wissen über ihre unmittelbare aber für sie unzugängliche Umgebung.

Als die Berliner Mauer fiel und im östlichen Teil Deutschlands die bisherigen politischen Restriktionen verschwanden, wurde für die regionale Geogemeinde aus Ost und West die beachtliche Vielfalt und hohe Qualität des Kenntnisstandes offen gelegt, freimütig ausgetauscht und diskutiert. 1990 wurde eine Vortragsreihe mit Exkursionen über die geologischen Forschungsergebnisse der DDR von den Fachleuten für ihre westlichen Fachkollegen durchgeführt. Gegenseitige Arbeitsbesuche verstärkten zunehmend den Erfahrungsaustausch, die Zusammenarbeit und ein gutes persönliches Kennenlernen.

Unser Verein umfasst gegenwärtig mehr als 250 Mitglieder aus verschiedenen Institutionen und Unternehmen und hat sich zu einem effizienten Netzwerk für geowissenschaftliche Aktivitäten, Meinungsaustausch und Information der Öffentlichkeit entwickelt. Einzelvorträge und gemeinsame Symposien mit Geländeexkursionen bieten die Gelegenheit, Wissen zu einer breiten Palette von Geothemen zu vermitteln und zu erfahren. In neun Exkursionsführern zur Geologie von Berlin und Brandenburg, herausgegeben durch den Verein im Selbstverlag, wird anspruchsvoll und verständlich über die geologisch markantesten Gebiete Brandenburgs informiert. Nachwuchsförderung, Öffentlichkeitsarbeit und Geotopschutz gehören zu den ausgewiesenen Zielen des Vereins, der bei der Lösung regionaler Probleme berät sowie Bürger, Unternehmen, Behörden und Universitäten bei der Beschaffung von Fachinformationen unterstützt.

### **Summary**

On the occasion of the 20th anniversary of the historical reunification of the geoscientists of our region as „Association of Geoscientists in Berlin and Brandenburg“ its foundation, successful development, activities and achievements are described. From the initial efforts to save unique archives and personal experiences, to the mutual help in covering information gaps – in the field as well as on symposia – a stable and prospective network of geoscientists and interested citizens was formed. The honorary engagement of all involved is acknowledged; it promotes active public relations, productive exchange of opinions and promotion of academic young people.

In addition to many political and personal impacts, the reunification of Germany and, in particular, of the city of Berlin in 1990 provided an incredible change in professional work and possibilities of unimpeded exchange of opinion as well as in perspectives for geoscientists of the region. In the German Democratic Republic (GDR) geoscientific research was intensive and successful, however, most results were subject to secrecy, hence publications and scientific exchange were severely restricted. Therefore a lot of important knowledge remained hidden in unpublished

reports and in the brains of respective experts. Due to the island-like situation of West-Berlin, the colleagues from the western-sectors had only few possibilities to get to know the eastern part of their native country; most of them had little or no knowledge of the inaccessible immediate surroundings.

When the Berlin wall was torn down the previous political restrictions disappeared in the eastern part of Germany: The considerable variety and high quality of knowledge was readily accessible, freely exchanged and discussed in the reunified regional geo-community. In 1990, a series of lectures on the subject of geology concerning the area of the former GDR and fieldtrips to surrounding states were offered by the eastern experts to their western peers. Mutual working visits increasingly reinforced the exchange of experience, the cooperation and good personal relationships.

Our association comprises presently of about 250 members from various institutions and companies; it became an efficient network for scientific activities and for exchange of information between experts and public. Individual lectures, joint symposia as well as fieldtrips offer chances to present and to receive knowledge on wide variety of geo-topics. In nine volumes of "Guides to the Geology of Berlin and Brandenburg" published by the association, information on geological most remarkable areas of Brandenburg is compiled on professional level and offered in a style comprehensible to the public.

In general the objectives and activities of the association are composed of solving regional geo-problems, obtaining and sharing special information, promoting young academics public education and geo-conservation thereby supporting citizens, enterprises, entities and universities.

## Danksagung

Der Autor dankt Herrn Prof. J. H. Schroeder und Frau Dr. J. Strahl herzlich für die überlassenen Unterlagen und die zielführenden Hinweise. Frau B. Dunker wird für die Anfertigung der Graphiken gedankt.

## Literatur

- ALBERT, H. (2008): Die 19. traditionelle 1. Mai-Exkursion in den Nationalpark Unteres Odertal. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **15**, 1/2, S. 80, Kleinmachnow, Cottbus
- BARTMANN, W. (2002): Traditionelle 1. Mai-Exkursion der Geowissenschaftler der Bundesländer Berlin und Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **9**, 1/2, S. 137, Kleinmachnow
- BEBIOLKA, A. (2009): Bornholmexkursion. - Brandenburg. geowiss. Beiträge, **16**, 1/2, S. 106-107, Cottbus
- GOTTE, W. (2000): Buchbesprechung – SCHROEDER J. H. (Hrsg.) (1999): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 6: Natursteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin, Selbstverlag, 230 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **7**, 1/2, S. 82, Kleinmachnow
- JACOB, K.-H. (1990): Der Kommentar: Geologen-Treffen in Sperenberg. - Zeitschrift der Förderer des Bergbaus und des Hüttenwesens an der TU Berlin e.V., **1**, S. 27-28, Berlin
- JÄGER, K.-D. (2002): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.) (2000): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 7: Frankfurt (Oder) – Eisenhüttenstadt, Selbstverlag, 240 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **9**, 1/2, S. 16, Kleinmachnow
- JUBITZ, K.-B. (1991): Einführungsreferat zum Symposium „Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf“. - Zeitschrift der Förderer des Bergbaus und des Hüttenwesens der TU Berlin e. V. **1**, S. 13-15, Berlin
- KNAPE, H. & J. H. SCHROEDER (1994): „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. – Aktivitäten an der Nahtstelle des Zusammenwachsens. - Nachr. Dt. Geol. Ges. **51**, S. 61-63, Hannover
- MÄRKISCHE ALLGEMEINE ZEITUNG (2007): Wissenschaftler aus Berlin und Brandenburg pilgerten am 1. Mai zu Brautrummel und Quellhangmoor. - MAZ-Artikel v. 03.05.07, Potsdam
- PAECH, W. (2006): 1. Mai-Exkursion der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **13**, 1/2, S. 89-90, Kleinmachnow
- SCHROEDER, J. H. (1991a): Ein kleines Stück Vereinigung: Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg e. V. - Zeitschrift der Förderer des Bergbaus und des Hüttenwesens an der TU Berlin e. V. **1**, S. 51-52, Berlin
- SCHROEDER, J. H. (1991b): Rüdersdorf – Exkursionsziel und Treffpunkt der Geologen aus Berlin und Brandenburg. - Zeitschrift der Förderer des Bergbaus und des Hüttenwesens an der TU Berlin e. V. **1**, S. 12, Berlin
- SCHROEDER, J. H. (1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. - Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **168**, 378 S., Berlin
- SCHROEDER, J. H. (1996): Die Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg – Konzept und Neuerscheinung. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **13**, 1/2, S. 149-151, Kleinmachnow
- SCHROEDER, J. H. (2005): „Geo-Führer in die Schulen – ein Projekt der „Geowissenschaftler in Berlin Brandenburg e. V.“ - Brandenburg. geowiss. Beiträge **12**, 1/2, S. 173-174, Kleinmachnow

SCHROEDER, J. H. (2006): Die Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg: Konzept und Neuerscheinung. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **13**, 1/2, S. 149-151, Kleinmachnow

SCHROEDER, J. H. (2007): ...und immer wieder am 1. Mai, diesmal im Hohen Fläming. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **14**, 1, S. 50, Kleinmachnow

SCHROEDER, J. H., KNAPE, H. & W. STACKEBRANDT (1995): Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg: am 1. Mai demonstrieren sie wieder. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **1**, S. 132-135, Kleinmachnow

STACKEBRANDT, W. (1995): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1995): Fortschritte in der Geologie von Rüdersdorf. - Berliner geowiss. Abh., Reihe A, **168**, 378 S. Berlin. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **2**, 2, S. 58, Kleinmachnow

STACKEBRANDT, W. (2007): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (2006): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 6: Naturwerksteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin, 2. erweiterte Auflage, Selbstverlag, 276 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **14**, 1, S. 30, Kleinmachnow

STRAHL, J. (2003): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. & A. HEINKE (Hrsg.) (2002): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 8: Geowissenschaftliche Sammlungen in Berlin und Brandenburg, Selbstverlag, 154 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **10**, 1/2, S. 152, Kleinmachnow

WEISSE, R. (2004): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.) (2003): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 9: Oderbruch – Märkische Schweiz – Östlicher Barnim, Selbstverlag, 359 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **11**, 1/2, S. 122, Kleinmachnow

WUTZKE, U. (1997): Buchbesprechung – SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (1997): Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg, Nr. 4: Potsdam und Umgebung, Selbstverlag, 200 S. - Brandenburg. geowiss. Beiträge **4**, 1, S. 72, Kleinmachnow

**Anschrift des Autors:**

Dr. Hans Ulrich Thieke  
Sella-Hasse-Str. 3  
12687 Berlin

## Kurzmitteilungen

### Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg

#### Zwei Jahrzehnte in Verbundenheit zu einer faszinierenden und liebenswerten Wissenschaft – ein Vereinsjubiläum

Am 19. Mai 1990 konstituierte sich der Verein „Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg“ – Anlass genug, um im Frühjahr 2010 auf zwei Jahrzehnte erfolgreicher Tätigkeit Rückschau zu halten.

Gelegenheit dazu bot im April 2010 das der alljährlichen gemeinsamen Frühjahrsexkursion des Vereins (immer am 1. Mai) vorausgehende Fachkolloquium zu Stand und Fortschritten geowissenschaftlicher Forschung im jeweiligen Exkursionsgebiet, wofür 2010, ganz im Nordwesten des Landes Brandenburg, die Prignitz ausgewählt worden war (vgl. Beitrag BEBIOLKA, dieser Band). Den räumlichen Rahmen für entsprechende interdisziplinäre Erörterungen bot zum wiederholten Male das Haus der Gesellschaft für Erdkunde (GfE) in Berlin, dessen Leiter Dr. C. ELLGER das Wirken des Vereins in seinem Grußwort würdigte.

Den interdisziplinär ausgewählten Beiträgen zum Exkursionsraum (s. ff.) ging die Rückerinnerung an zwei Jahrzehnte Vereinsaktivitäten voraus. Viele der am 24. April 2010 Anwesenden waren bei vielen dieser Aktivitäten, worauf vom Vorstand Prof. Dr. J. H. SCHROEDER (TU Berlin) bei der Eröffnung der Zusammenkunft hinwies, von Anfang an dabei. Umso mehr Interesse fanden Dr. W. BARTMANN und Dr. H.-U. THIEKE mit ihrer übersichtlichen Rückschau über 20 Jahre Geowissenschaften in Berlin und Brandenburg (vgl. Beitrag THIEKE, dieser Band).

Die präsentierte Leistungsbilanz erscheint umso bemerkenswerter, als sie auf einer zahlenmäßig schmalen, aber dafür hochengagierten personellen Basis beruht. Von insgesamt 253 Mitgliedern befinden sich heute 37 % bereits im Ruhestand.

Gemeinsam ist aber allen das Interesse an Kenntnissen und Fortschritten der Erdwissenschaften in Berlin und Brandenburg sowie an deren Vervollständigung und Ausbau. Großes Engagement verbindet sich mit vielfältigen Erfahrungen, eine gepflegte Interdisziplinarität mit einem vielfach freundschaftlichen Zusammenwirken von Fachkollegen aus Ost und West, das sich nicht zuletzt in der gleichsam familiären Atmosphäre bei vielen Zusammenkünften und besonders bei der alljährlichen Frühjahrsexkursion widerspiegelt.

Das zeigten auch die im Fokus des Hauptteils der Veranstaltung stehenden Fachvorträge. So referierte Dr. W. STACKEBRANDT, in der Vorbereitung unterstützt durch Frau A. SONNTAG vom LBGR und Herrn R. ZWIRNER (ehemals

BGR) zur Geologie und Landschaftsgestaltung der Prignitz unter besonderer Berücksichtigung des känozoischen Deckgebirges und übernahm in stark verkürzter Form auch die Ausführungen des verhinderten Referenten Dr. J. KOPP zu den Jurassischen Eisenerzlagerstätten in NW-Brandenburg und angrenzenden Gebieten. Nicht nur für rohstoffgeologische Fragen (neben den Eisenerzen insbesondere Untersuchungen zur Erdöl- & Erdgashöflichkeit) sind die hier abgeteufte Bohrungen von eminenter Bedeutung, sondern auch für die Genese der Norddeutschen Senke und ihre Wechselwirkungen mit der jüngeren Landschaftsgenese. Übrigens hält die Prignitz mit der Bohrung Pröttlin den brandenburgischen Tiefenrekord (7008 m). Für dazu besonders Interessierte bestand die Möglichkeit, sich anhand eines durch M. GÖTHEL (LBGR) vorbereiteten Posters die Schichtenfolge dieser Rekordbohrung genauer anzusehen. Komplettiert wurde der geologische Exkurs durch die Präsentation neuer Ergebnisse von biostratigraphischen Untersuchungen an quartären Ablagerungen der Prignitz, hier unter besonderer Berücksichtigung des Gebietes Dömitz-Lenzen durch Frau Dr. J. STRAHL, ebenfalls LBGR. Dabei zeigte sich, dass die Prignitz insbesondere hinsichtlich der vielfach nachgewiesenen holsteinzeitlichen sowie interstadialen und interglazialen Ablagerungen des Saalefrühglazials im Vergleich zu anderen Gebieten eine Schlüsselposition zu besitzen scheint. Herr B. LINDOW von der Unteren Wasserbehörde des Landkreises Prignitz trug zur Problematik des Hochwasserschutzes an Havel und Elbe vor. Besonders bemerkenswert dabei der optisch gut aufbereitete Abriss der Entwicklung von Hochwasserverteidigungsmaßnahmen in historischer Zeit bis hin zum in diesem Jahr abgeschlossenen Deichrückbau zwischen „Bösem Ort“ und Lenzen an der Elbe.

Frau M. FISCHER vom Biosphärenreservat Flusslandschaft Elbe Brandenburg bereitete uns aus Sicht des Naturschutzes in wunderbaren Bildern zu Flora und Fauna auf einen Landstrich vor, der von der Exkursion auf einer Alternativroute leider größtenteils nur durchfahren werden konnte. Aber nicht nur die Schönheit des Biosphärenreservates wurde beleuchtet, sondern auch auf problematische Entwicklungen hingewiesen, die der Naturschutz mit wachsender Besorgnis beobachtet. So beispielsweise die erhebliche Zunahme des Maisanbaus, die sich aufgrund des großen Wasserbedarfs der Ackerfrucht nachteilig auf den Landschaftswasserhaushalt auswirkt.

Einen gelungenen Abschluss stellte der Beitrag von Dipl.-Präh. J. MAY vom Brandenburgisches Landesamt für Denkmalpflege dar: In spannender Weise berichtete er über Fürstengräber, Herrensitze und Handelswege der jüngeren Bronzezeit in der Prignitz. Neben der bildlichen Präsentation des Fundhortes des Fürstengrabes von Seddin an der Stepenitz wurde auch die z. T. abenteuerliche Vorgehensweise heutiger Frühgeschichtler bei der Rekonstruktion der Lebensweise vergangener Kulturen im Sinne einer „experimentellen Archäologie“ gezeigt, wie beispielsweise die Erkundung möglicher ehemals genutzter Wasserwege per Faltboot...

Klaus-Dieter Jäger & Jaqueline Strahl

## Die 21. traditionelle 1. Mai-Exkursion 2010 in die West-Prignitz

Wie seit 20 Jahren schon führen auch an diesem 1. Mai 2010 66 wackere Geognosten aus, den Brandenburger Untergrund zu erforschen. Das diesjährige Ziel war die West-Prignitz zwischen Wittenberge und Lenzen. Die Exkursionsleitung lag in den Händen von Herrn Dr. Stackebrandt (LBGR) unterstützt durch Herrn Lindow (Untere Wasserbehörde, Landkreis Prignitz), Herrn Zwirner (ehemals BGR), Frau Effenberger (Sachbereich Denkmalschutz, Landkreis Prignitz), Frau Dr. Strahl (LBGR) und Herrn Prof. Lehrkamp (ehemals HU Berlin).

Am Gnevsdorfer Wehr südöstlich Wittenberge gab Herr Dr. Stackebrandt eine Einführung zum Norddeutschen Becken, in dessen Kerngebiet uns die Exkursion führte. Er machte auf den heutigen Verlauf der Havel aufmerksam, der als eine Anpassung des Flusses an junge Senkungsgebiete entlang der altangelegten Elbezone interpretiert wird. Herr Lindow erläuterte die Problematik des Zusammenflusses von Havel und Elbe, der in Hochwasserzeiten wiederholte Überflutungen der Havelniederung zwischen Havelberg und Rathenow verursachte. Um dieser Situation zu begegnen wurde in den Jahren zwischen 1937 und 1956 die Havelmündung von Krügerswerder nach Gnevsdorf 7 km elbabwärts verlegt. Das Gnevsdorfer Wehr ist ein Sommerstauwerk und garantiert einen konstanten Wasserstand im Gnevsdorfer Vorflu-

ter. Besonders beim Sommerhochwasser 2002 hat es sich in der Praxis bewährt.

Am „Bösen Ort“ bei Gandow gab Herr Lindow einen Überblick auf das Projekt der Auwald-Renaturierung durch Deichrückbau. Dazu gehören der Bau eines neuen Deiches im Hinterland des alten und der sechsfache künstliche Durchbruch des Altdeiches sowie Neuanpflanzungen für den Auebereich geeigneter Hart- und Weichhölzer. Durch diese Maßnahme sollen 300 Hektar Fläche zwischen Alt- und Neudeich wieder zu Auwald werden. Die Schlitzhöhen der Durchbrüche sind unterschiedlich hoch, der Westlichste ist am niedrigsten. Diese Maßnahme bedingt, dass das Flutungsgebiet als erstes stromabwärts geflutet wird und es zu einem langsamen Wasseranstieg von West nach Ost kommt. Damit wird ein einfaches Durchströmen der Renaturierungsfläche von Ost nach West verhindert und der Möglichkeit, dass sich die Elbe bei Hochwasser einen neuen Lauf zwischen Alt- und Neudeich sucht, entgegengewirkt.

Von dem Standort rechtsseitig der Elbe gab es einen guten Blick auf den Höhbeck östlich Gorleben. Wie Herr Zwirner erläuterte, ist diese markante Geländeerhebung ein saalezeitliches Stauchungsgebiet mit Sanden des Drenthe- und Geschiebemergeln des Warthe-Stadiums in einem ansonsten von weichselzeitlichen Sanden und holozänen Ablagerungen dominierten Gebiet. Lange Zeit war der Höh-



*Blick von Nordosten auf das Rambower Moor. Im Hintergrund die Kirchturmspitze von Rambow.  
Foto: Hermsdorf*

---

beck ein bevorzugtes Siedlungsgebiet der Slawen, die bei Lenzen einen Burgwall unterhielten. Nach einem Aufstand der Obodriten eroberte im Jahr 929 das deutsch-sächsische Heer Heinrichs I. die Festung. Für Lenzen selbst ist eine im frühen 13. Jh. auf dem slawischen Ringwall errichtete Burg nachweisbar.

Das Großsteingrab von Mellen war der kulturhistorische Höhepunkt der Exkursion. Frau Effenberger erläuterte, dass das Grab vor etwa 4500 Jahren erbaut wurde und damit aus der Mittleren Jungsteinzeit stammt. Es besitzt einen 22 m x 9 m großen, aus 31 Großgeschieben bestehenden Außenring und eine innen gelegene, 8 m x 3 m große Grabkammer mit zwei erhaltenen Decksteinen. Die Grabkammer wurde im Jahr 1884 ohne Ergebnis durchsucht. Die Gesamtanlage ist heute stark beschädigt, viele Grabsteine fanden im 19. Jahrhundert beim Chaussee- und Hausbau Verwendung.

Am letzten Exkursionspunkt, dem Rambower Moor, erfuhren die Exkursionsteilnehmer zunächst Details zur Moorentwicklung, vorgetragen von Herrn Prof. Lehrkamp und Frau Dr. Strahl. Das Moor wurde eingehend bis zu seinem mineralischen Untergrund bearbeitet. Im Norden handelt es sich um ein Verlandungsmoor mit 6 m Kalkmuddenablagerungen, deren Kalkgehalt aus der Auslaugung des umgebenden Altmoränengebietes resultiert. Nach Süden schließt sich ein Durchströmungsmoor mit Seggentorf an. Entstanden ist das Moor in einer Subrosionssenke über dem Salzstock Rambow. Dass die Subrosion auch subrezent wirksam war, zeigt sich in der pollenanalytischen Auswertung von Probenmaterial u. a. aus der Zeiteinheit des Boreals. Zu dieser Zeit herrschte ein warmes, trockenes Klima vor, welches zur Unterbrechung des Vegetationswachstums in vielen Mooren nicht nur in Brandenburg führte. Nicht so im Rambower Moor - dort fand im Boreal eine subrosionsbedingte Eintiefung des Ablagerungsraumes statt, was sich indirekt über den Rückgang von Flachwasser anzeigenden Algen in den Proben belegen lässt.

Herr Zwirner gab anhand von großformatigen Karten eine Einführung in den Strukturbau des tiefen Untergrundes im Bereich des Rambower Salzstocks. In der Unterkreide fanden die Hauptaufstiegsbewegungen statt. So sind Oberkreideablagerungen zwar an den Flanken aber nur teilweise am Top des Salzstockes ausgebildet. Hauptsächlich wird er von Ablagerungen des Tertiärs überdeckt. In einer breiten Rinne im Scheitelbereich des Salzstockes ging die glaziale Erosion bis in den Hutbereich hinein. Dort überlagern Sedimente der Elster-Kaltzeit und jüngerer stratigraphischer Einheiten die Salzstruktur. Isobathenkarten der Basis Quartär, Tertiär und Zechstein rundeten den strukturgeologischen Beitrag ab.

Das Exkursionsprogramm bot einen umfassenden Einblick in die Landschaftsentwicklung, in die Kulturgeschichte und in die Geologie der West-Prignitz. Dafür sei allen Re-

ferenten und Organisatoren gedankt. Das gute Wetter, der reibungslose Ablauf und die sichere Hin- und Rückfahrt im Reisebus sind zwar nach 21 Exkursionen zum Standard geworden, können aber nicht hoch genug gelobt werden. Herzlichen Dank und bis zum 1. Mai 2011!

Anke Bebiolka

## Die Gesteine im Sockel des Jahn-Denkmal in der Berliner Hasenheide – ein geologisch-sporthistorisches Freilichtmuseum

In den 1990er Jahren wurde vom Autor mit Unterstützung des Heimatmuseums Berlin-Neukölln eine geologische Neuaufnahme der Gesteine im Sockel des Jahn-Denkmal in der Hasenheide vorgenommen, in deren Ergebnis mehrfach Führungen, u. a. auch durch den Verein der Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V. erfolgten.

Es wurden mehr als 165 größtenteils mit Inschriften versehene Gesteinstafeln und -blöcke sowie einige Metalltafeln festgestellt. Diese verteilen sich auf folgende Gesteinsgruppen: Granit (37), Syenit (1), Gabbro (1), Basalt (29), Porphyry (6), kristalline Schiefer (11), Marmor (13), Quarzit (5), Sandstein (28), Kalkstein (23), Konglomerat (2), Gips (4) und Araukarit (5; Anm. d. Red.: petrifizierte Nadelhölzer aus dem Permokarbon).

Die Gesteine wurden über einen Zeitraum von mehreren Jahrzehnten deutschland- und weltweit zusammengetragen und erstmalig 1872 bei der Denkmalsenthüllung öffentlich gemacht. Später erfolgten Umbauten des Denkmals mit Ergänzungen, leider wurde aber auch Gesteinsmaterial entfernt.

Aus dem heutigen Deutschland, besonders dem Mittelgebirgsraum, aber auch aus Norddeutschland (Geschiebe) sowie den Alpen und ihrem Vorland, stammen ca. 100 Gesteine, die übrigen aus Europa, Amerika, Asien und Australien.

Die Gesteine führen gesteinsbildende, gelegentlich auch sekundäre Minerale, so Feldspat, Quarz, Glimmer, Augit, Hornblende, Chlorit, Serpentin, Glaukonit, Granat, Gips, Calcit, Dolomit und Aragonit.

An Fossilien lassen sich des Öfteren Algen, Cordaiten, Paramoudra (Anm. d. Red.: vermutetes Spurenfossil, wenn die im Feuerstein hinterlassenen Grabgänge nicht anorganischen Ursprungs sind), Muscheln und Schnecken beobachten.

Herbert Schlegel



Jahn-Denkmal in der Berliner Hasenheide (Foto: J. H. Schroeder)

## Buchbesprechung

SCHROEDER, J. H. (Hrsg.) (2007): **Steine in deutschen Städten – 18 Entdeckungsrouten in Architektur und Stadtgeschichte**

288 S., 18 Routenkarten, 41 Abb., 27 Tab.

Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V., Berlin

ISBN 987-3-928651-13-4

Preis: 15,00 €

Dieser Städteführer der besonderen Art hat einen erfolgreichen Vorläufer. Bereits in der 2. Auflage erschien „Naturwerksteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin“, ebenfalls herausgegeben von Prof. Johannes H. Schroeder. Auf dieser Grundlage führte Dr. Gerda Schirrmeister inzwischen um 350 Gruppen mit insgesamt über 5000 Teilnehmern durch die geologische Gesteinswelt der Hauptstadt. Eine Erfolgsgeschichte für Berlin – warum soll das nicht auch in anderen deutschen Städten möglich sein?

Den Anfang macht der vorliegende Band für 18 Städte – namentlich Dresden, Leipzig, Greiz, Jena, Berlin, Rostock, Wernigerode, Braunschweig, Hannover, Köln, Bonn, Sinzig (Rhein), Mainz, Speyer, Tübingen, Nürnberg, Augsburg und München, wobei Berlin durch den Gendarmenmarkt ergänzt wird. Zu lösen war die Aufgabe nur durch eine überregionale Arbeitsgemeinschaft, dem Netzwerk „Steine in der Stadt“, insgesamt ein Kraftakt. Der Ästhetik der Architektur entspricht eine Ästhetik des Buches. So wie man Gesteine fühlen und greifen kann, so liegt der Band in unseren Händen: Ein Fotoband auf Hochglanz!

Was macht die Besonderheit *dieser* „18 Entdeckungsrouten in Architektur und Stadtgeschichte“ gegenüber den eingeführten Berliner Ausgaben „Naturwerksteine in Architektur und Baugeschichte von Berlin“, dem gesteinskundlichen Stadtbummel, aus?

Natürlich der Umfang; 18 Städte in *einem* handlichen Band! Aber der Inhalt entsprechend gestaltet. Jeder Entdeckungstour ist eine stadtentwicklungs-geologische Kurzbeschreibung vorangestellt. Ein bis zwei Ausschnitte aus dem jeweiligen Stadtplan mit gekennzeichneten „Verweilpunkten“ (ver-) führen zu den jeweiligen Fotos. Da beeindruckt z. B. der Dresdner Zwinger bei den Gebäudekomplexen. In Bonn ist es vielleicht ein Türgriff aus Rosenquarz, ein buntes Straßenpflaster in Greiz oder ein Gneis aus der Schweiz an der Fassade der City-Toilette auf dem Gendarmenmarkt in Berlin. In zwei Stunden soll man laut Vorwort jede Tour abgelaufen haben.

Tabellen lassen tiefer greifende Erkenntnisse zu, z. B. wo wäre überall Cottaer Sandstein an Bauten zu finden? Welches Alter hat er? Das alles ist für den Interessierten abgreifbar.

Ein neues Buch schlägt man gewöhnlich zuerst in der Mitte auf. So stehen hier die Gesteine der Städte bzw. ihre Fotos im Augenmerk. Es gibt aber noch ein lesenswertes Vorwort sowie zwei einführende Fachkapitel.

In didaktisch exzellenter Form in Bild und Wort geleitet J. H. Schroeder den Leser durch die Grundlagen der Gesteinsbildung (Bildungsstockwerke der verschiedenen Magmen), erläutert deren Kreisläufe (Intrusion, Abtragung, Diagenese, Metamorphose, Aufschmelzung) und zeigt die daraus resultierenden Gesteine, deren bearbeitete Flächen letztlich als Bauwerkstein mit das Bild unserer Städte prägen.

Der Bearbeitung der Gesteinsflächen, der Technik und der Werkzeuge, widmet G. Schirrmeister einen Abschnitt. Glattgeschliffene und möglichst polierte Flächen offenbaren zum Beispiel Mineralbestand und Gefüge und gestatten so zumeist die Gesteinsansprache. Durch Bossieren, Spitzen, Zahnen, Kröneln, Stocken, Riffeln, Flammen oder Strahlen werden, besonders an Sandsteinen, architekturwirksame Oberflächeneffekte erzeugt, die den petrographischen Gesteinstyp mehr oder minder verschleiern. Es gibt, wie man lernt, auch noch andere Prioritäten!

Über Kurz oder Lang werden für einige Städte aus den Entdeckungstouren handfeste gesteinskundliche Stadtführer entstehen. Für jede Stadt resultierte bereits für die jeweiligen Autoren ein Sonderdruck im Format eines Flyers mit einem Umfang von 6-8 Blatt. Für interessierte Städte ein fast druckfertiges, handliches Werbemittel! Preisgestaltung über Werbekosten und Übereinkunft bezüglich der Urheberrechte wären denkbar.

Das Kapitel über die Grundlagen der Gesteinsbildung könnte angepasst den Schülern der Leistungskurse Geographie empfohlen werden. Eine Eingliederung in die Lehrpläne wäre diskussionswürdig.

Klaus Steinike

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 23-37	17 Abb., 5 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-----------------

# Modellentwicklung zur Berechnung des höchsten Grundwasserstandes im Land Berlin

## Model development to calculate the highest groundwater level in Berlin

ALEXANDER LIMBERG, ULRIKE HÖRMANN & HARTMUT VERLEGER

### 1. Einführung und Problemstellung

Informationen zum höchsten Grundwasserstand sind eine wesentliche Planungsgrundlage im Bauwesen. In erster Linie dienen sie zur Auslegung einer gegebenenfalls erforderlichen Abdichtungsmaßnahme gegen drückendes Wasser, aber sie sind beispielsweise auch für die Wahl und Bemessung der Bauwerksgründung von zentraler Bedeutung. Aufgrund der Relevanz der Angaben zum höchsten Grundwasserstand für Bauwerke wurde bereits Mitte des neunzehnten Jahrhunderts eine besondere Berücksichtigung in entsprechenden gesetzlichen Regelungen gefordert.

Bisher wurden die Angaben zum höchsten Grundwasserstand für Berlin standortbezogen bei der zuständigen behördlichen Institution, aktuell der Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz – II E 3 –, aus den gemessenen Grundwasserständen nahe gelegener Messstellen des Landesmessnetzes abgeleitet. Zumeist wurde eine Interpolation mit den höchsten Grundwasserständen, die in den in der Umgebung des angefragten Standortes gelegenen Messstellen gemessen wurden, durchgeführt; teilweise wurde aber auch der an einer Messstelle gemessene höchste Grundwasserstand angegeben. Problematisch ist hierbei, dass nicht in allen Gebieten der Stadt Grundwassermessstellen mit der erforderlichen langjährigen Beobachtungsdauer vorhanden sind. Auch ist in weiten Teilen der Stadt, wie z. B. im Einflussbereich der Wasserwerke, die Grundwasseroberfläche seit teilweise mehr als 100 Jahren durch die Trinkwasserförderung anthropogen verändert, so dass nur ein beeinflusster höchster Grundwasserstand für den Standort angegeben werden kann, wenn die Messreihen erst nach Inbetriebnahme der Wasserwerke beginnen. Auf der anderen Seite ist es mitunter fraglich, ob bestimmte, in der Vergangenheit beobachtete hohe Grundwasserstände auch in Zukunft wieder erreicht werden, da sich die geohydraulischen Randbedingungen z. T. stark geändert haben.

Um zuverlässige Planungsgrundlagen zur Verfügung zu stellen und darüber hinaus auch den Arbeitsaufwand zur

Ermittlung des höchsten Grundwasserstandes zu senken, wurde ein mathematisches Grundwasserströmungsmodell für die Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement entwickelt. Damit lässt sich nun für weite Teile des Berliner Urstromtales mit Hilfe der numerischen Simulationen ein so genannter zu erwartender höchster Grundwasserstand (zeHGW) berechnen, der eine zukunftsorientierte Planungsgröße für das Bauwesen darstellt.

### 2. Entwicklung der Grundwasserstände in Berlin und ihre Ursachen

#### Geologie und Hydrogeologie

Das heute von der Stadt Berlin eingenommene Gebiet wurde morphologisch und geologisch durch die Weichsel-Kaltzeit geprägt. Die wichtigsten Einheiten an der Oberfläche bilden das tief gelegene Warschau-Berliner Urstromtal mit dem Nebental der Panke (Abb. 1). Hier sind vorwiegend gut wasserdurchlässige, sandige und kiesige Lockersedimente verbreitet. Das Grundwasser steht daher bereits in geringer Tiefe an. Auf der Barnim-Hochfläche im Norden sowie auf der Teltow-Hochfläche und der Nauener Platte im Süden, die jeweils zu weiten Teilen mit mächtigen, schlecht wasserdurchlässigen Geschiebemergeln bzw. Geschiebelehmen der Grundmoränen bedeckt sind, kommt das Grundwasser erst in größeren Tiefen vor. Auf diesen Grundmoränen kann sich jedoch oberflächennahes Grundwasser (so genanntes Schichtenwasser) ausbilden.

#### Wasserwirtschaft

Aus dem Grundwasser des Stadtgebietes wird fast das gesamte Trinkwasser und ein Großteil des Brauchwassers für Berlin gefördert. Zahlreiche Wasserwerke haben das Grundwasser über lange Zeit durch die Trinkwasserförderung großflächig abgesenkt. Zusätzlich beeinflussten immer wieder Grundwasserhaltungen großer Baumaßnahmen den



Abb. 1: Geologische Skizze von Berlin  
Fig. 1: Geological outline map of Berlin

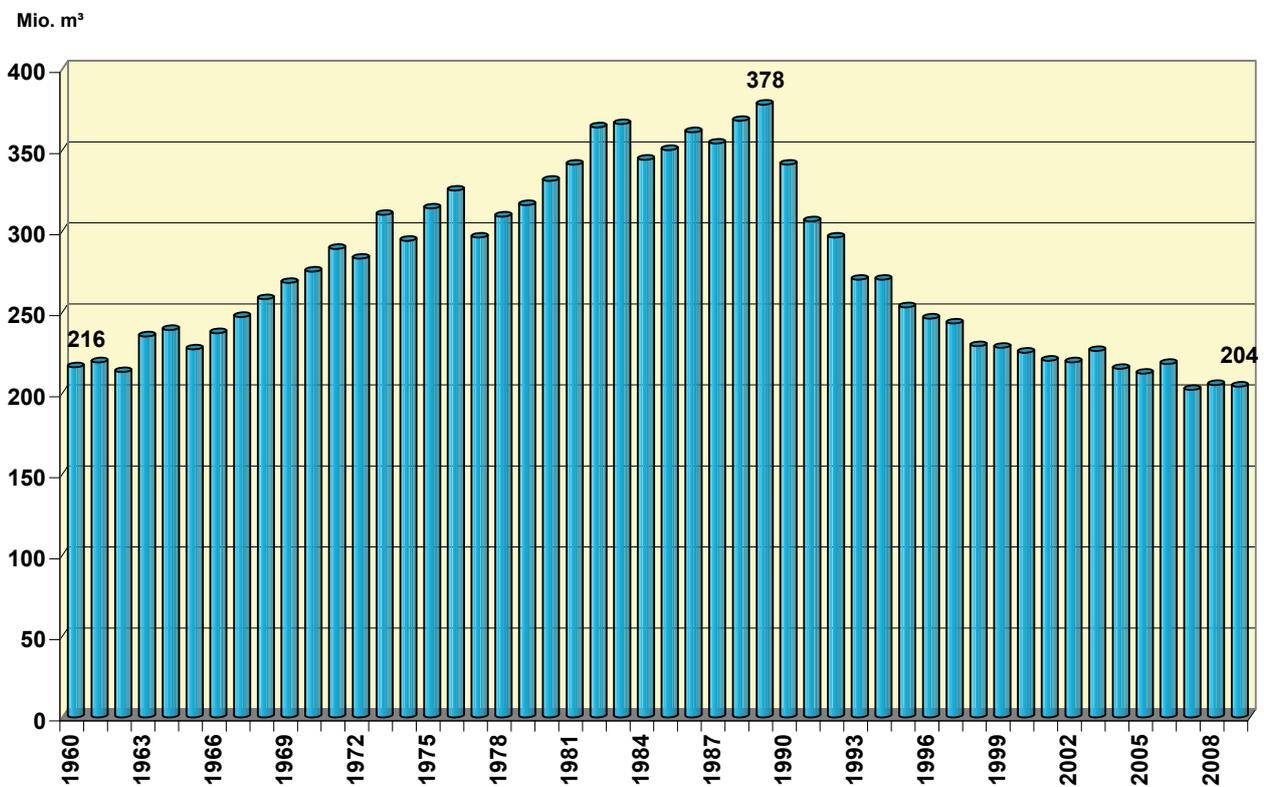


Abb. 2: Rohwasserförderung der Berliner Wasserbetriebe von 1960 bis 2009  
Fig. 2: Groundwater pumping quantities of the Berliner Wasserwerke from 1960 to 2009

Grundwasserstand nachhaltig. Die bis 1989 ständig steigende Rohwasserförderung (Abb. 2), die zu stadtwert sinkenden Grundwasserständen führte, musste Mitte der 1980er Jahre durch verstärkte künstliche Grundwasseranreicherungen ausgeglichen werden.

Erst seit 1989 steigt das Grundwasser durch einen stark rückläufigen Trinkwasserbedarf und entsprechend geringerer Förderung (Abb. 2) großflächig besonders in der Nähe der Wasserwerke wieder an. So wurde im Jahr 2009 12 Mio. m<sup>3</sup> weniger Rohwasser als vor 50 Jahren, aber 174 Mio. m<sup>3</sup> weniger als im Jahr 1989 gefördert!

### Messnetz

Bereits 1869 wurde im Zentrum Berlins das erste Messnetz mit 27 Grundwassermessstellen errichtet. Damit stehen regelmäßige Grundwasserstandsaufzeichnungen seit über 140 Jahren aus diesem Bereich zur Verfügung. Das Grundwassermessnetz Berlins vergrößerte sich rasch: Im Jahr 1937 waren bereits über 2000 Messstellen vorhanden.

Zurzeit betreibt der Landesgrundwasserdienst im Stadtgebiet ein Messnetz mit rund 1000 Messstellen, die mit Datenloggern ausgerüstet tägliche Messwerte liefern. Die Berliner Wasserbetriebe messen weitere 1000 Messstellen im Einzugsgebiet der Wasserwerke.

Anhand dieser Messwerte erstellt die Landesgeologie Grundwassergleichenpläne, die einmal jährlich im Umweltatlas von Berlin veröffentlicht werden (Abb. 3) und unter <http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/> zugänglich sind.

Trotz der sehr langen Messreihen, die das Berliner Landesgrundwassermessnetz aufweist, ist es dennoch oft schwierig, aus diesen Messwerten einen unbeeinflussten höchsten Grundwasserstandswert zu ermitteln. Denn neben natürlichen Grundwasserstandsschwankungen – hervorgerufen durch die jahreszeitlich unterschiedliche natürliche Grundwasserneubildung – überwiegen in dem stark anthropogen überprägten Ballungsraum Berlin künstlich beeinflusste Schwankungen, die z. B. Grundwasserförderungen von Wasserwerken, industrielle oder private Entnahmen sowie Grundwasserhaltungen bzw. -einleitungen bei Baumaßnahmen bewirken. Daneben haben Versiegelungen und die Erschließung durch Kanalisation die wasserwirtschaftlichen Randbedingungen für die Grundwasserneubildung zumindest in den Innenstadtbereichen nachhaltig verändert.

Eine langjährige Ganglinie des Grundwasserstandes in Berlin spiegelt mehr oder weniger deutlich die wirtschaftliche Entwicklung der Stadt wider. In prosperierenden Zeiten des wirtschaftlichen Aufschwungs wurde viel

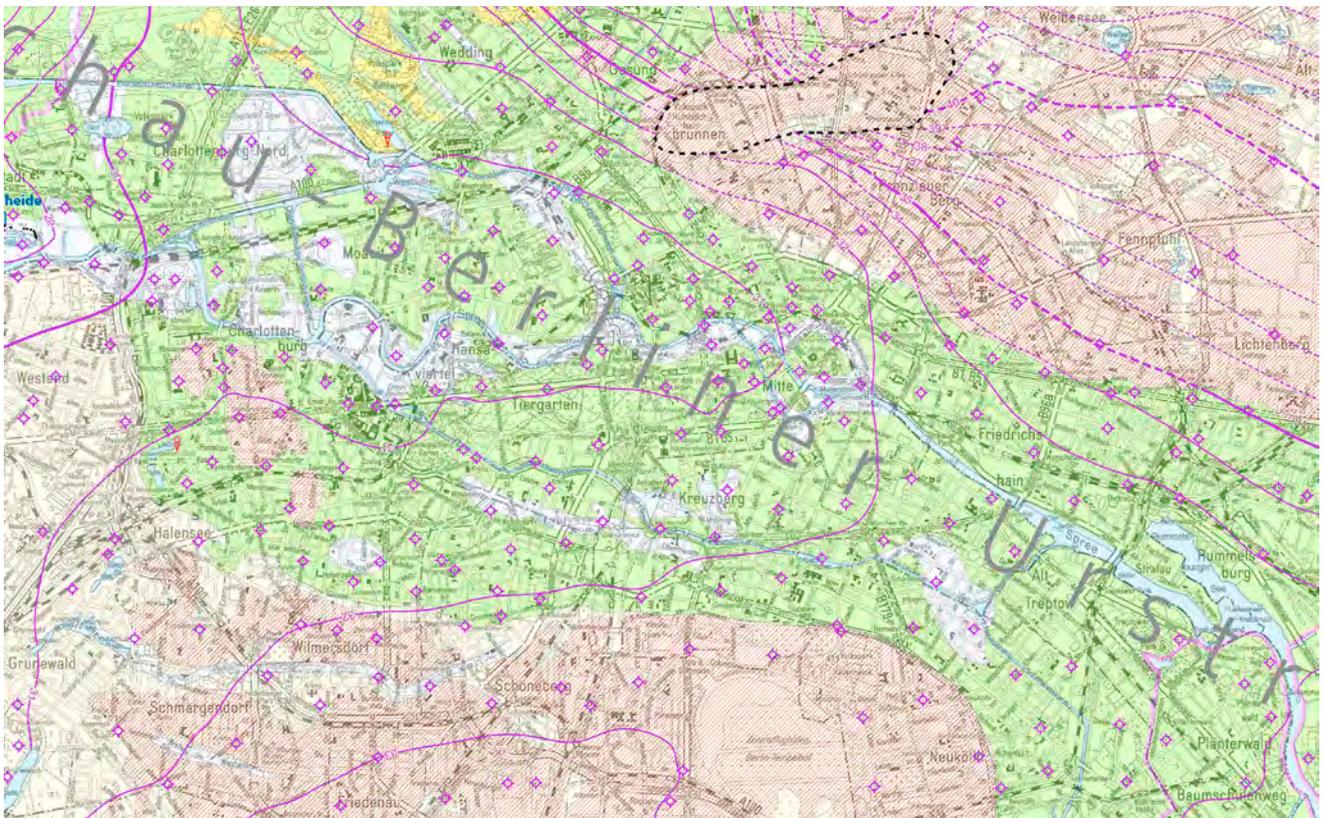


Abb. 3: Ausschnitt aus der Grundwassergleichenkarte Mai 2009. Violett sind die Messstellen und Grundwassergleichen des Hauptgrundwasserleiters in m ü NHN dargestellt. In gespannten Bereichen sind sie gestrichelt abgebildet.

Fig. 3: Section of the groundwater isoline map of May 2009. The observation wells and groundwater isolines of the main aquifer in m a. s. l. are coloured violet. They are dashed in confined areas.

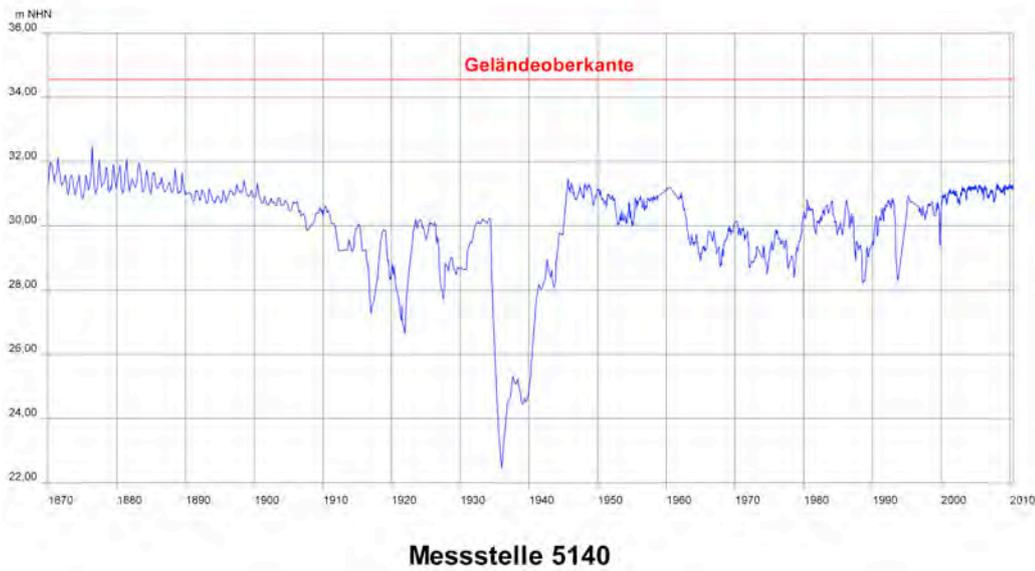


Abb. 4:  
Grundwasserstandsganglinie einer Messstelle in Berlin-Mitte mit Messungen seit 1870  
Fig. 4:  
Groundwater hydrograph of a observation well in Berlin-Mitte with measurements since 1870



Abb. 5:  
Grundwasserstandsganglinie, die durch eine Wasserwerksförderung beeinflusst ist  
Fig. 5:  
Groundwater hydrograph influenced by water works pumping

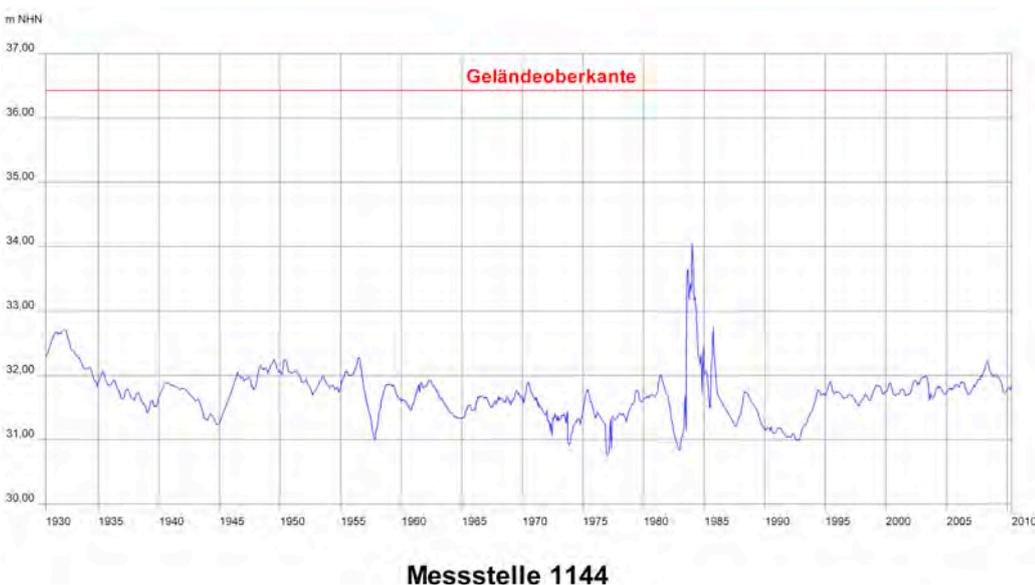


Abb. 6:  
Beeinflussung einer Grundwasserstandsganglinie durch eine künstliche Infiltration Mitte der 1980er Jahre  
Fig. 6:  
Influence of a groundwater hydrograph by an artificial infiltration in the mid 80's

Wasser in Betrieben gefördert und viel gebaut, was in Berlin immer mit großen Grundwasserhaltungen verbunden war, die zu weit ausgedehnten Grundwasserabsenkungen führten. In Zeiten wirtschaftlicher Krisen sank die Grundwasserförderung hingegen wieder und bewirkte damit zumeist einen räumlich erkennbaren Grundwasseranstieg.

Am Beispiel der Ganglinie einer Messstelle im Bezirk Mitte, die nicht durch die Wasserwerksförderung beeinflusst ist (Abb. 4), lässt sich das sehr gut ablesen:

- Bis 1885 gab es noch die relativ unbeeinflussten, jahreszeitlich bedingten Grundwasserstandsschwankungen – im Frühjahr hohe, im Herbst niedrige Werte – mit dem höchsten gemessenen Grundwasserstand (HGW) an dieser Messstelle am 01.06.1876. Der Grundwasserflurabstand betrug an diesem Tag nur knapp 2 m.
- Mit dem Wachsen der Stadt, zunehmender Versiegelung, Bau von Kanalisationen und erhöhte Entnahmen durch kleine Industriebetriebe und private Nutzer sanken die Grundwasserstände in den Folgejahren bis etwa 1910 stetig ab, die Schwankungsamplitude wurde geringer. Anschließend setzten die großen Baumaßnahmen für die U- und S-Bahn sowie andere große Bauwerke (z. B. die Reichsbank) ein, die Grundwasserabsenkungen bis zu 9 m über mehrere Jahre nach sich zogen.
- Im Jahr 1945 ging zum Kriegsende die Wasserförderung fast vollständig zurück, verbunden mit einem starken Grundwasserwiederanstieg, der aber den höchsten Wert von 1876 nicht erreichte.
- In den Jahren des Wiederaufbaus gab es in den folgenden Jahrzehnten immer wieder Grundwasserabsenkungen durch Baumaßnahmen.
- Der Grundwasserstand heute befindet sich auf Grund des rückläufigen Wassergebrauches der Industrie, Kleinbetriebe und Baumaßnahmen seit den letzten 20 Jahren in ähnlicher Höhe wie zur Nachkriegszeit nach 1945. Der Grundwasserflurabstand betrug am 30.03.2010 an dieser Messstelle 3,4 m.

Weiter außerhalb des Zentrums von Berlin reichen die Messreihen nicht soweit zurück. Häufig erfolgten die regelmäßigen Messungen hier erst nach Inbetriebnahme der Wasserwerke: So ging z. B. das Wasserwerk Jungfernheide bereits im Jahr 1896 in Betrieb, das Messnetz wurde aber erst 1931 eingerichtet, so dass sich der höchste unbeeinflusste Grundwasserstand aus der immerhin fast 80-jährigen Ganglinie nicht ablesen lässt (Abb. 5).

Hier stieg das Grundwasser nach Kriegsende ebenfalls an, nicht jedoch auf den unbeeinflussten Wert, da das Wasserwerk in der Zeit immer noch eine (geringe) Menge gefördert hatte. Die starke Absenkung Ende der 1970er Jahre ist auf eine Wasserhaltung für den U-Bahnbau zurückzuführen.

Im Rahmen von Grundwasserhaltungen bei Baumaßnahmen kann es durch Reinfiltration zu künstlich erhöhten Grundwasserständen kommen, die den natürlichen unbe-

einflussten höchsten Grundwasserstand übertreffen (siehe Abb. 6): Hier wurde während des Ausbaus der Bundesfernstraße in Tegel in der Nähe dieser Messstelle Grundwasser eingeleitet, so dass der (unbeeinflusste) höchste gemessene Wert von 1932 im Jahr 1984 um mehr als 1,3 m überschritten wurde.

### **3. Entwicklung einer Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes für das Berliner Urstromtal**

#### **Zielstellung und Definitionen**

Die meisten Anfragen bei der Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz hinsichtlich des höchsten Grundwasserstandes werden im Rahmen von Baumaßnahmen gestellt. Dieser Grundwasserstand wird für die Bemessung von Bauwerken benötigt. Er ist maßgeblich für eine eventuell erforderliche Abdichtung gegen drückendes Wasser. Ferner geht er in verschiedene geotechnische Sicherheitsnachweise ein, zum Teil auch dann, wenn das Bauwerk gar nicht in das Grundwasser einbindet (z. B. beim Sicherheitsnachweis gegen den Grundbruch).

Eine nicht zutreffende Angabe des höchsten Grundwasserstandes kann entweder zu massiven Bauwerksschäden oder zu einer sehr unwirtschaftlichen Bauwerksbemessung führen.

Die Ermittlung des höchsten Grundwasserstandes wird üblicherweise anhand von Grundwasserbeobachtungen (Grundwasserstandsganglinien) vorgenommen. Das setzt hinreichend lange Aufzeichnungen des Grundwasserstandes, wenigstens über einige Jahrzehnte, voraus, in denen ein unbeeinflusster höchster Grundwasserstand erfasst worden ist. Allgemein wird unter diesem Begriff ein Extremwert verstanden, der unter natürlichen Verhältnissen nach einer längeren Periode mit außergewöhnlich hoher Grundwasserneubildung – also nach einer Reihe so genannter nasser Jahre – auftritt (siehe auch BwK 2009: 9). Eine weitere Voraussetzung, dass ein in der Vergangenheit beobachteter Grundwasserhöchststand für Bemessungsaufgaben im Bauwesen zu Grunde gelegt werden kann, ist, dass dieser Wert auch in Zukunft – beispielsweise für die Nutzungsdauer des Bauwerks – gültig ist, also nicht überschritten aber wohl erreicht werden kann. Wie in Kapitel 2 beschrieben, ist die Ermittlung eines höchsten Grundwasserstandes, der nicht durch anthropogene Eingriffe beeinflusst ist, im Berliner Stadtgebiet allein über Grundwasserstandsmessungen teilweise schwierig, teilweise mit hinreichender Zuverlässigkeit gar nicht möglich und nur in wenigen Bereichen relativ unproblematisch. Das liegt nicht allein daran, dass die Grundwasserhöhe an vielen Grundwassermessstellen ständig durch Grundwasserentnahmen oder auch -anreicherungen beeinflusst ist, sondern sich auch andere geohydraulische Randbedingungen durch den Menschen ver-

ändert haben. Das sind nicht zuletzt die schon genannten Oberflächenversiegelungen, der Bau der Kanalisation oder Änderungen der Spiegelhöhen der Vorflutgewässer durch wasserbauliche und wasserwirtschaftliche Maßnahmen (z. B. die Stauregulierungen von Spree und Havel). In diesem Zusammenhang ist festzuhalten, dass aufgrund der Entwicklungsgeschichte Berlins und der Zeitdauer der Grundwasserbeobachtung (maximal etwa 140 Jahre) ein „natürlicher“, im Sinne eines vollkommen anthropogen unbeeinflussten höchsten Grundwasserstandes wohl nie gemessen worden ist. Für das Bauwesen wäre die Kenntnis eines solchen Wertes auch kaum von Bedeutung, da nicht zu erwarten ist, praktisch sogar auszuschließen ist, dass sich Grundwasserverhältnisse, wie sie vor der Besiedlung des Berliner Raumes geherrscht haben, jemals wieder einstellen werden.

Hinsichtlich des höchsten Grundwasserstandes, der im Übrigen in der DIN 4049-3 nicht definiert ist, muss begrifflich klar unterschieden werden in:

1. den höchsten Grundwasserstand innerhalb einer Grundwasserganglinie, also einen gemessenen „höchsten Grundwasserstand“, abgekürzt HGW, unabhängig von der Ursache seines Auftretens. Im Falle einer Verwendung im Bauwesen ist er im Einzelfall dahingehend zu beurteilen, ob er nur so gering durch temporäre Eingriffe in das Grundwasser beeinflusst ist, dass er auch zukünftig Gültigkeit besitzt.

und

2. einen Grundwasserstand, der aller Wahrscheinlichkeit nach zwar erreicht aber nicht überschritten wird, es sei denn durch künstliche Eingriffe in das Grundwasser, die einer wasserbehördlichen Zulassung bedürfen. Dieser Grundwasserstand wird mit „zu erwartender höchster Grundwasserstand“, abgekürzt zeHGW, bezeichnet und folgendermaßen definiert:

Der zu erwartende höchste Grundwasserstand ist derjenige Grundwasserstand, der sich witterungsbedingt maximal einstellen kann. Er kann nach extremen Feuchtperioden auftreten, sofern der Grundwasserstand in der Umgebung durch künstliche Eingriffe weder abgesenkt noch angehört wird.

Der zeHGW ist eine Standrohrspiegelhöhe und zeigt, je nach Schichtaufbau, entweder die Oberfläche des ungespannten Grundwassers oder die Druckfläche des gespannten Grundwassers an.

Da der zeHGW für die meisten Fragestellungen aussagekräftiger ist als ein in beliebiger Vergangenheit beobachteter höchster Grundwasserstand (HGW), strebt die Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement bereits seit einigen Jahren die Entwicklung einer Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes für das gesamte Berliner

Landesgebiet an. Damit soll einerseits die Auskunft qualitativ verbessert werden, andererseits der Arbeitsaufwand zur Ermittlung des höchsten Grundwasserstandes minimiert werden. Aufgrund der geschilderten geohydraulischen Dynamik und auch dauerhaften anthropogenen Überprägung der Berliner Grundwasserlandschaft kann eine solche Karte nicht allein auf der Basis gemessener Grundwasserstände angefertigt werden. Das kann nur mit Hilfe eines hinreichend auflösenden numerischen Grundwasserströmungsmodells geschehen, mit dem unter Zugrundelegung entsprechender Randbedingungen eine Grundwasserhöhenverteilung gemäß der Definition des zeHGW simuliert werden kann. Angesichts der großen Bedeutung des zeHGW muss die so erhaltene Karte einer intensiven Plausibilitätsprüfung standhalten.

Seit 2003 sind von der Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement und einer Arbeitsgemeinschaft bestehend aus dem Büro für Hydrogeologie und Geotechnik, Prof. Dr. Verleger, und dem Ingenieurbüro für Wasser und Umwelt, Dr. Schumacher, umfangreiche Arbeiten zur Entwicklung der zeHGW-Karte durchgeführt worden. Im Jahr 2009 ist diese Karte für den Bereich des Berliner Urstromtals soweit fertig gestellt worden, dass sie für die Grundwasserauskunft verwendet werden kann.

### Grundwasserströmungsmodell

Das Grundwasserströmungsmodell, mit dem die Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes für das Berliner Urstromtal berechnet worden ist, ist lateral so groß angelegt, dass es die gesamte Landesfläche Berlins umfasst. Seine im Land Brandenburg liegende äußere Begrenzung wurde näherungsweise nach dem unterirdischen Einzugsgebiet für die Oberflächengewässer und Grundwasserentnahmen in Berlin festgelegt (Abb. 7). Dieser äußere Modellrand ist als undurchlässig definiert. Die untere Begrenzung (undurchlässig) stellt die Oberfläche des Rupeltons dar, der das wasserwirtschaftlich genutzte Süßwasserstockwerk vom tieferen Salzwasserstockwerk trennt. Horizontal ist es in Rechteckzellen diskretisiert, deren Größe zwischen 50 x 50 m und 100 x 100 m variiert. Die feinere Diskretisierung wurde vorzugsweise dort vorgenommen, wo sich im Urstromtal die Wasserwerke der Berliner Wasser Betriebe befinden. Nach der Tiefe hin ist es in vier Modellschichten unterteilt (Abb. 8), wobei die oberste den Hauptgrundwasserleiter im Urstromtal abbildet (GWL 1 und GWL 2, gemäß der Berliner Grundwasserleiternomenklatur nach LIMBERG & THIERBACH 2002).

Als Simulator ist das Programmsystem MODFLOW verwendet worden.

Zum Aufbau des Modells, zu seiner Kalibrierung und Verifizierung wurde der bei der Senatsverwaltung vorliegende sehr umfassende Fundus an Daten und sonstigen Informationen zur Hydrogeologie, Hydrologie und Wasserwirtschaft genutzt.

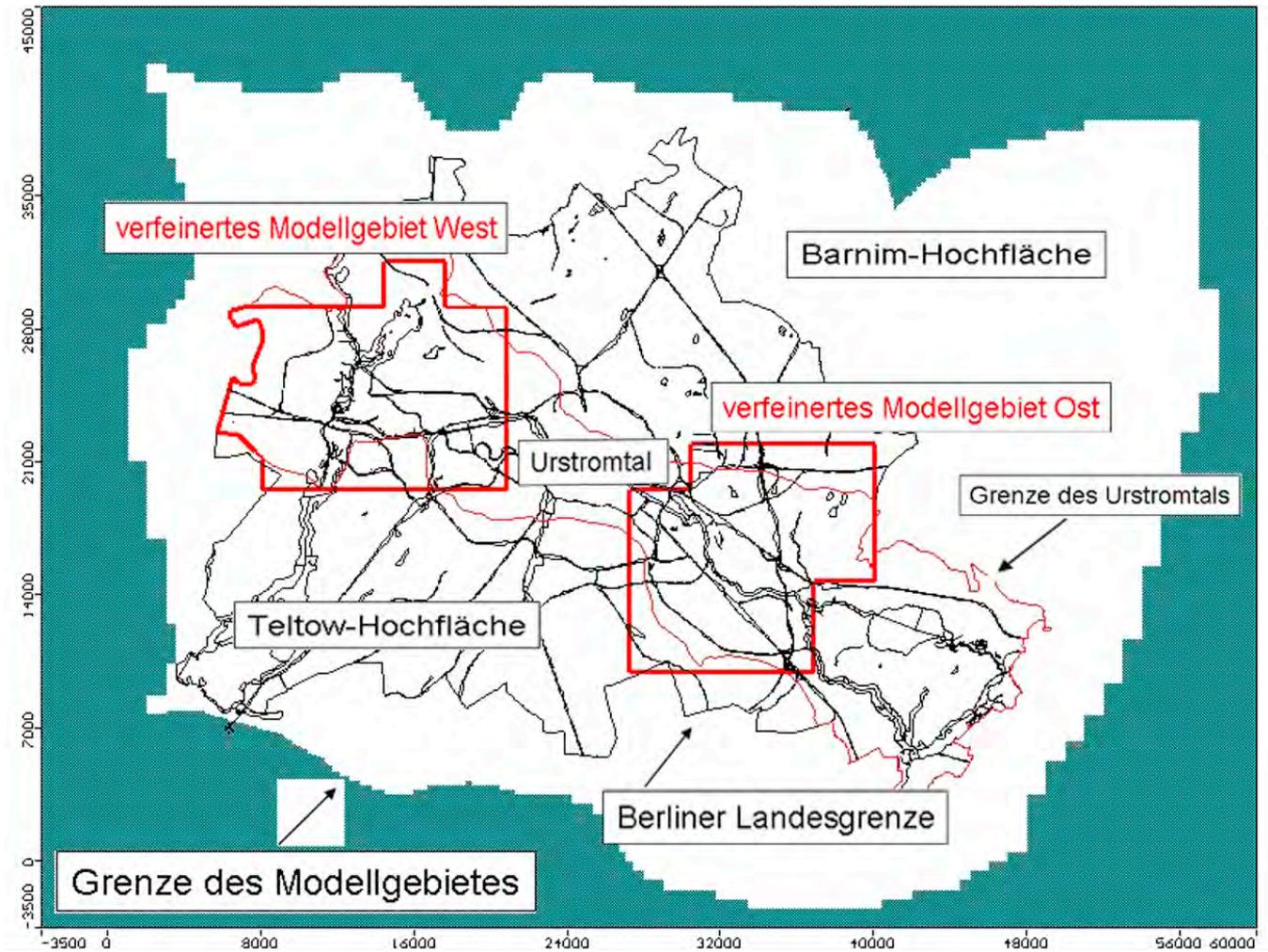


Abb. 7: Lage des Modellgebietes

Fig. 7: Location of the model area

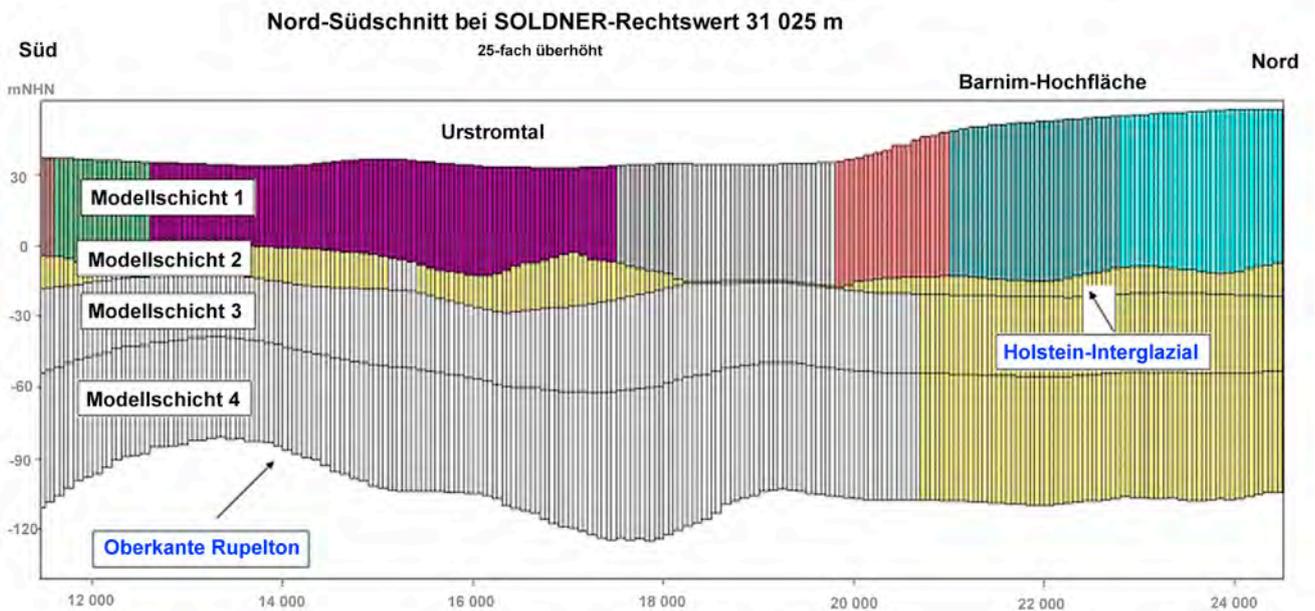


Abb. 8: Vertikale Modelldiskretisierung - die Farben stehen für unterschiedliche hydraulische Leitfähigkeiten

Fig. 8: Vertical model discretisation - the colours represent different hydraulic conductivities

Im Wesentlichen handelt es sich dabei um:

- 37 geologische West-Ost-Schnitte der Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement, die auf der Basis des umfangreichen Bohrarchivs der Senatsverwaltung konstruiert worden sind
- weitere Schichtenverzeichnisse von gut 1000 Bohrungen
- Grundwasserstandsdaten von etwa 2200 Grundwassermessstellen
- klimatologische Daten
- die Karte der Grundwasserneubildung für Berlin (<http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/i217.htm>)
- Pegelganglinien der Oberflächengewässer
- Ausbaudaten von Oberflächengewässern
- sowie Daten zur Grundwassernutzung (Entnahmen der Berliner Wasserwerke, Förderungen zur Eigenwasserversorgung, sonstige Grundwasserentnahmen, Grundwasseranreicherungen).

Als Kalibrierungszeitraum ist das Jahr 2004 gewählt worden, bei dem es sich klimatisch gesehen um ein relativ durchschnittliches Jahr handelte und für das auch eine gute Datengrundlage bestand. Nach der Definition der nötigen äußeren und inneren Randbedingungen im Modell (z. B. Grundwasserentnahmen, Spiegelhöhen der Vorflutgewässer, Grundwasserneubildung) und der Anfangsbelegung der Modellzellen durch Erfahrungswerte der hydraulischen Leitfähigkeit wurde das Modell mit Hilfe von Grundwasserstandsdaten kalibriert. Im Einzelnen sind für 780 ausgewählte Grundwassermessstellen im Berliner Urstromtal die Jahresmittelwerte berechnet und implementiert worden. Anschließend erfolgte eine Vielzahl von hydraulisch stationären Rechenläufen, auch unter Verwendung des Hilfsprogramms WinPEST mit veränderten Kennwerten (hier i. W. der hydraulischen Leitfähigkeiten und der Sohlwiderstände der Oberflächengewässer) mit dem Ziel einer bestmöglichen Übereinstimmung der modellberechneten Standrohrspiegelhöhen mit den Mittelwerten der gemessenen Grundwasserhöhen.

Die Kalibrierung wurde abgeschlossen, nachdem eine Anpassung der berechneten an die gemessenen Werte erreicht war, wie sie in den Abbildungen 9 und 10 graphisch dargestellt ist.

An den statistischen Kennwerten, die Abbildung 9 entnommen werden können, ist zu erkennen, dass das Modell sehr gut kalibriert worden ist. Ganz überwiegend liegen die Abweichungen zwischen den berechneten Standrohrspiegelhöhen und den Mittelwerten der gemessenen im untersten Dezimeterbereich. Einzelne größere Abweichungen sind meist mit einer eingeschränkten Datenlage zu erklären. Sie treten z. B. in der Nähe der Brunnengalerien der Wasserwerke auf, deren Förderdaten für die einzelnen Galerien, nicht aber für die einzelnen Brunnen bekannt waren. Für die Simulation des höchsten Grundwasserstandes, der bei einer Situation ohne Grundwasserförderung auftritt, ist dieser Umstand jedoch praktisch ohne Bedeutung.

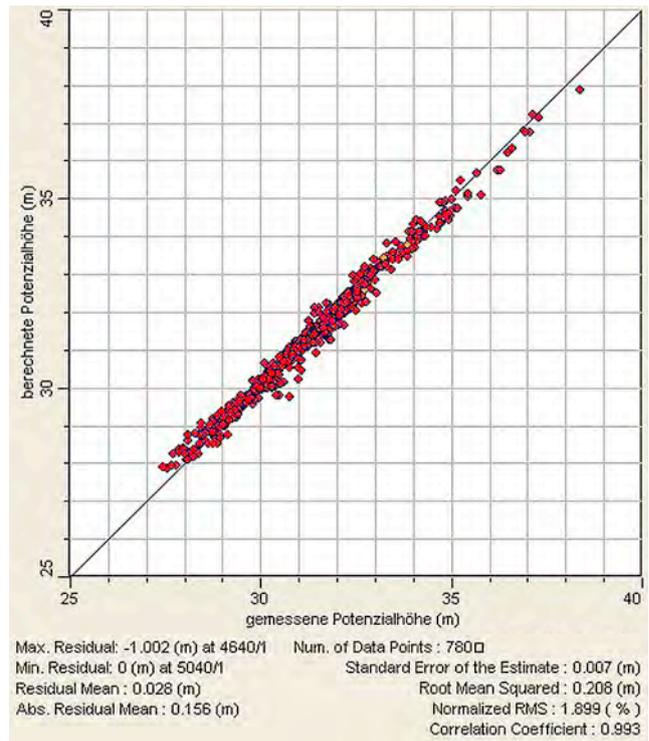


Abb. 9: Vergleich gemessene Grundwasser-Potenzialhöhen, Mittelwerte des Jahres 2004/modellberechnete Grundwasser-Potenzialhöhen

Fig. 9: Comparison of observed heads, means of the year 2004, to model calculated heads

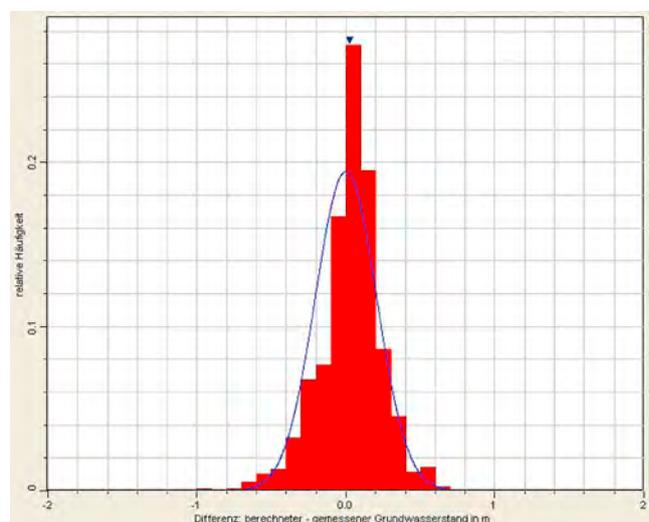


Abb. 10: Statistische Verteilung der Differenz zwischen modellberechneter Grundwasser-Potenzialhöhe - gemessener Potenzialhöhe, Mittelwerte des Jahres 2004,  $n = 780$

Fig. 10: Statistical distribution of the difference between model calculated head to observed head, means of the year 2004,  $n = 780$

Nach der Kalibrierung ist das Modell verifiziert worden. Es wurde geprüft, ob es auch für einen anderen Beanspruchungszustand des Hauptgrundwasserleiters die beobachtete Grundwasserpotenzialverteilung hinreichend genau wiedergibt. Als Verifizierungszeitraum ist das Jahr 2001 gewählt worden, bei dem es sich ebenfalls um ein klimatisch durchschnittliches Jahr handelte und für das auch eine ähnlich gute Datenlage hinsichtlich der stattgefundenen Eingriffe in den Grundwasserhaushalt und der Grundwasserstandsmessungen bestand. Im Jahr 2001 waren die Grundwasserentnahmen und -anreicherungen zwar insgesamt in ihrer Größe nicht sehr verschieden von denen des Jahres 2004, wohl aber deutlich anders in ihrer Verteilung. Das Modell berechnete Grundwasserhöhen, die von den Beobachtungen nur wenig stärker abwichen als beim oben gezeigten Abschluss der Kalibrierung. Auf Grund dieses Ergebnisses, anschließender weiterer Datenüberprüfungen und Überlegungen wurde das Grundwasserströmungsmodell für die Simulation des höchsten Grundwasserstandes im Berliner Urstromtal als geeignet befunden.

### **Simulation des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes**

Nach der oben genannten Definition tritt der zu erwartende höchste Grundwasserstand (zeHGW) dann auf, wenn folgende drei Umstände zusammentreffen:

1. Es finden keine künstlichen Eingriffe in das Grundwasser durch Förderung und Anreicherung statt.
2. Die Grundwasserneubildung nimmt über einen längeren Zeitraum infolge entsprechender klimatischer Verhältnisse (hoher Niederschlag und gleichzeitig geringe Verdunstung infolge niedriger Lufttemperatur) extrem hohe Werte an. In Berlin sind insbesondere dann sehr hohe Grundwasserstände beobachtet worden, wenn entweder einige wenige Jahre hintereinander insgesamt Niederschläge zu verzeichnen waren, die deutlich über dem langjährigen Mittel lagen, oder wenn hohe Niederschläge in vergleichsweise warmen Wintern eine besonders hohe Grundwasserneubildung bewirkt haben.
3. Die Spiegel der Oberflächengewässer, die die Vorflut für das Grundwasser darstellen, sind sehr hoch, was sowohl durch klimatische Verhältnisse als auch durch Stauregulierungen bedingt sein kann.

Zur Simulation des zeHGW mit dem dazu entwickelten Grundwasserströmungsmodell waren nun diese drei Randbedingungen im Einzelnen zu definieren. Völlig unproblematisch war dabei der 1. Punkt: Alle im Modell implementierten Förderbrunnen und Anreicherungsanlagen (Senken und Quellen) sind deaktiviert worden.

Erheblich schwieriger war die Beantwortung der Frage, um wie viel die der Modellkalibrierung zu Grunde geleg-

te Grundwasserneubildung (im Mittel gültig für klimatisch durchschnittliche Jahre) für den Zustand des zu erwartenden höchsten Grundwasserzustandes zu erhöhen ist (Punkt 2). Da es zur zeitlichen Verteilung der Grundwasserneubildung und ihrer möglichen Extremwerte keine hinreichend gesicherten Erkenntnisse gab, die für den Bereich des gesamten Berliner Urstromtals als repräsentativ angesehen werden konnten, wurden hierzu Überlegungen basierend auf Ganglinienanalysen und Berechnungen mit Hilfe eines stark vereinfachten instationären Strömungsmodells vorgenommen. Im Ergebnis dieser Untersuchungen wurde eine vorläufige Verteilung der Grundwasserneubildungsrate für die zeHGW-Simulation festgelegt. Je nach Größe der mittleren Grundwasserneubildung ist sie bis zum Faktor 1,3 gegenüber dem langjährigen Mittel höher.

Die Festlegung der Spiegelhöhen der Oberflächengewässer wurde anhand einer Analyse der Pegelganglinien von Spree und Havel vorgenommen (Punkt 3.). Das geschah entsprechend der variierenden Gangliniencharakteristika für die einzelnen Staustufen durch unterschiedliche Zuschläge auf die mittleren langjährigen Pegelhöhen in der Größe von 20 bis 70 cm.

Nach der Implementierung der zeHGW-Randbedingungen im Modell ist die Grundwasserpotenzialverteilung berechnet worden und als vorläufige Karte in Form von Gleichen des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes dargestellt worden.

Das beschriebene und hier einzig mögliche Verfahren der Erstellung der zeHGW-Karte beinhaltet eine Reihe von Unsicherheiten. Hier sind insbesondere der Ansatz der Grundwasserneubildung zu nennen, daneben auch die Festlegung der Spiegelhöhen der Vorflutgewässer. Auch das Modell selbst, wenngleich auf einer guten Datengrundlage gut kalibriert und verifiziert, impliziert gewisse Ungenauigkeiten. An das Endergebnis – das ist hier die Angabe eines zeHGW für einen konkreten Ort, meist für ein Bauvorhaben – werden jedoch hinsichtlich seiner Präzision hohe Anforderungen gestellt. Wie schon oben bemerkt, kann eine nicht zutreffende zeHGW-Angabe gravierende negative wirtschaftliche Folgen haben. Deshalb wurde die vorläufige Karte einer ausgiebigen Plausibilitätsprüfung unterzogen. Kernstück dieser Prüfung war der Vergleich des berechneten zeHGW mit den an Grundwassermessstellen beobachteten höchsten Grundwasserständen (HGW). Einbezogen wurden hier die HGW von etwa 2200 Messstellen. Sofern in der Vergangenheit Grundwasserstände über dem Wert der vorläufigen zeHGW-Karte gemessen worden waren, wurde eine Ganglinienanalyse und Beurteilung dahingehend vorgenommen, ob der gemessene Grundwasserstand per Definition nicht dem zeHGW entspricht, weil er etwa in Folge einer künstlichen Grundwasseranreicherung aufgetreten ist, oder ob er als zeHGW tatsächlich nicht auszuschließen ist. Wenn Letzteres der Fall war, wurden Änderungen im zeHGW-Modell vorgenommen mit dem Ziel der Anpassung der

berechneten an die gemessenen Werte, die als wahrscheinlicher zeHGW erkannt oder zumindest nicht ausgeschlossen werden konnten. Die Anpassung konnte meist mit der Erhöhung der Grundwasserneubildung, zum Teil auch mit einer Anhebung der Spiegel der Oberflächengewässer erreicht werden. Nach der Neuberechnung der zeHGW-Karte wurde die Plausibilitätsprüfung wiederholt. Dieses iterative Vorgehen wurde so lange fortgesetzt, bis lediglich diejenigen gemessenen höchsten Grundwasserstände über dem jeweiligen Wert der Karte lagen, von denen mit höchster Wahrscheinlichkeit gesagt werden konnte, dass sie beim gegenwärtigen Wissenstand zukünftig als zeHGW im Sinne seiner Definition nicht auftreten werden.

Für die Beurteilung, ob eine Überschreitung des zeHGW-Wertes der Karte durch in der Vergangenheit beobachtete Werte im Widerspruch zu dieser Karte lagen, waren mitunter recht umfassende Recherchen erforderlich, die exemplarisch an drei Beispielen verdeutlicht werden:

#### *Beispiel Tegel*

Die Abbildung 11 zeigt einen Ausschnitt des nördlichen Ortsteils Tegel. Durch Punkte ist die Lage von Grundwassermessstellen wieder gegeben. Blaue Punkte stehen für Messstellen, an denen keine Grundwasserstände beobachtet wurden, die über dem Wert der Karte des zur erwartenden

höchsten Grundwasserstandes liegen ( $zeHGW > HGW$ ), was insofern gerade hier als plausibel erscheint, da der dargestellte Bereich hauptsächlich im Gebiet des Absenktrichters des Wasserwerks Tegel liegt. Mit roten Punkten sind diejenigen Messstellen gekennzeichnet, an denen zeitweise höhere Grundwasserstände gemessen worden sind als die zeHGW-Karte ausweist, was zwingend einer Prüfung bedarf.

Die Ganglinien der Grundwassermessstellen, die im auffälligen, in Abbildung 11 rot markierten Bereich und seines näheren Umfeldes liegen, sind in Abbildung 12 dargestellt. Die höchsten Grundwasserstände, die den zeHGW-Wert der Karte überschreiten, sind in den Jahren 1983 bzw. 1984 gemessen worden. Gleichzeitig zeigen einige Messstellen extrem niedrige Grundwasserstände. Allein aus der rein optischen Betrachtung dieser Ganglinien ist zu schließen, dass es sich um völlig unnatürliche Grundwasserstände handelt. Tatsächlich hatte zu dieser Zeit eine Grundwasserabsenkung beim Bau der Bundesautobahn 111 stattgefunden. Dabei war gefördert Grundwasser reinfiltiert worden und hatte an den Messstellen in der Nähe der Infiltrationsstellen die beobachtete Grundwasseraufhöhung erzeugt. Damit konnte auf relativ einfache Weise nachgewiesen werden, dass in diesem Bereich der-beobachtete-höchste Grundwasserstand (HGW) nicht dem zu erwartenden

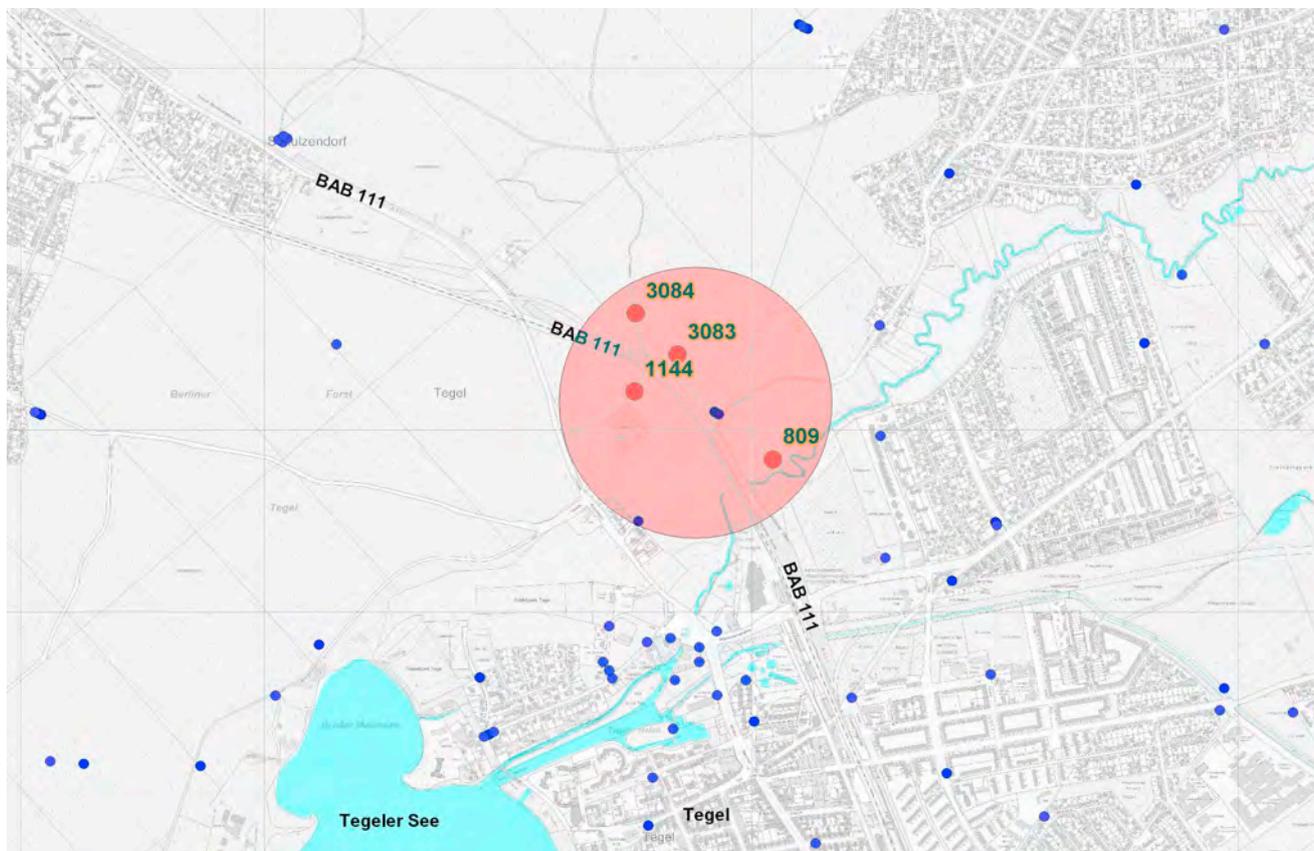


Abb. 11: Plausibilitätsprüfung Beispiel Tegel. Bei den rot dargestellten Messstellen wird der zeHGW-Wert überschritten  
 Fig. 11: Verification of the plausibility by the example Tegel. The expected highest groundwater level is exceeded in the red coloured observation wells

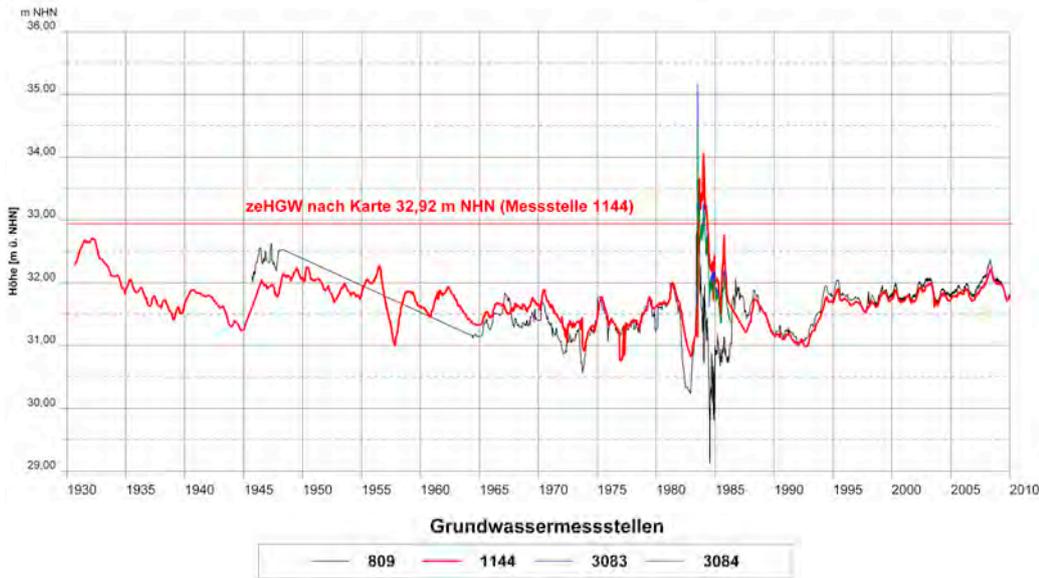


Abb. 12:  
Ausgewählte Grundwasserstandsganglinien von Messstellen in Abb. 11

Fig. 12:  
Selected groundwater hydrographs of the observation wells in fig. 11



Abb. 13:  
Grundwasserstandsganglinie der Messstelle 8946 auf der Spreeinsel

Fig. 13:  
Groundwater hydrograph of the observation well 8946 located on the Spree island

tenden höchsten Grundwasserstand (zeHGW) entspricht und die mit dem Modell berechnete Karte plausibel ist. Den eindeutig künstlich hervorgerufenen HGW, der hier zum Teil mehr als 2 m über dem zu erwartenden höchsten Grundwasserstand liegt, bei der Bemessung von Bauwerken anzusetzen, kann hier zu unnötig erhöhten Baukosten führen.

#### Beispiel Berlin-Mitte

In Berlin-Mitte, insbesondere in der Nähe der Spree, fiel im Rahmen der Plausibilitätsprüfung eine starke Häufung der Überschreitung des zeHGW durch den HGW in der Höhe bis über 1 m auf. Dieser Bereich ist insofern besonders interessant, da hier die Grundwasserbeobachtung über 140 Jahre zurück reicht und auch keine Einflüsse durch Wasserwerke mit ihren langfristigen Grundwasserabsenkungen vorhanden sind.

Dieser zunächst überraschende Befund erforderte eine intensive Prüfung der zeHGW-Karte bestehend aus Ganglinieninterpretationen und auch umfangreichen historischen Recherchen. Die höchsten Grundwasserstände an den einzelnen Messstellen sind fast ausschließlich entweder im 19. Jahrhundert oder in den Jahren nach dem Zweiten Weltkrieg (1945-1949) gemessen worden. Als Beispiel hierzu ist die Ganglinie der Messstelle 8946 in Abbildung 13 dargestellt, deren HGW im Hochsommer 1945 – einer eher untypischen Jahreszeit also – +32,39 m NHN betrug und damit 0,75 m über dem Wert der zeHGW-Karte lag.

In der Nähe der Oberflächengewässer, hier der Spree, ist der Grundwasserstandsgang besonders eng mit dem Pegelstand der Oberflächengewässer verknüpft. Der Gang des Spreepegels im Unterwasser der Mühlendammschleuse

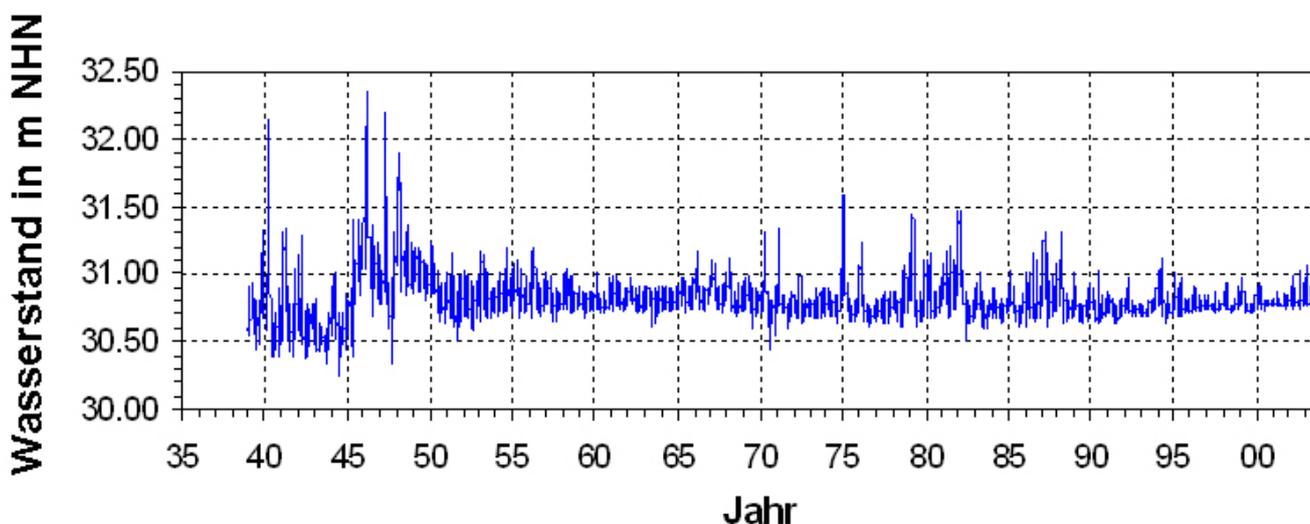


Abb. 14: Pegelganglinie der Spree, Unterpegel Schleuse Mühlendamm

Fig. 14: Stage hydrograph of the river Spree, lower gauge of lock Mühlendamm

lässt in den Kriegs- und Nachkriegsjahren außergewöhnliche hohe Pegelstände erkennen, die erwartungsgemäß mit dem Grundwassergang korreliert sind. Derartig hohe Pegelstände sind aber in den letzten 60 Jahren nie wieder aufgetreten (Abb. 14). Es handelt sich eindeutig um Ursachen, die an die Kriegsereignisse gebunden sind: Bei Kriegsende waren fast die meisten Brücken über die Spree, die Havel aber auch den Landwehrkanal und Teltowkanal durch Bomben und vor allem Sprengungen zerstört oder beschädigt (Abb. 15). Die Trümmer lagen im Gewässer, verengten den Querschnitt und führten so zu einem stark geänderten Abflussverhalten, wobei es insbesondere bei großen Abflüssen zu den registrierten extrem hohen Wasserständen kam. Vermutlich haben neben den Brückentrümmern auch versenkte Binnenschiffe und Lastkähne dazu beigetragen.

Das Freiräumen der Schifffahrtswege hat mehrere Jahre gedauert, was an den langsam abnehmenden Pegelständen der Spree zu erkennen ist.

Extrem hohe Grundwasserstände, die sich unter vergleichbaren Katastrophen eventuell einstellen könnten, sind weder vorhersehbar noch entsprechen sie der Definition des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes.

Mit dem Geschilderten ist der Sachverhalt, dass hier die zeHGW-Werte von HGW-Werten der Kriegs- und Nachkriegsjahre überschritten werden, verständlich. Die Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes wird dadurch nicht widerlegt sondern bestätigt.

Auch die Überschreitung der zeHGW-Werte durch Grundwasserstände, die im 19. Jahrhundert beobachtet wurden, steht nicht im Widerspruch zur Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes. Die hydraulischen Randbedingungen, die die Höhe der Grundwasseroberfläche bestimmen, sind heute in weiten Teilen völlig andere als in



Abb. 15: Ende des Zweiten Weltkriegs zerstörte Jannowitzbrücke (aus THIEMANN et al. 2003)

Fig. 15: Destroyed Jannowitz Bridge at the end of the second world war (from THIEMANN et al. 2003)

den 70er und 80er Jahren des 19. Jahrhunderts: Wegen der deutlich geringeren Oberflächenversiegelung, einer längst nicht soweit entwickelten Regen- und Schmutzwasserentsorgung ist es völlig verständlich, dass zu dieser Zeit höhere Grundwasserstände geherrscht haben. Hinzu kommt, dass sich in den vergangenen 140 Jahren auch das Netz der Vorflutgewässer verändert hat. Es gab Gewässer die früher gar nicht existierten (z. B. Teltowkanal, Westhafenkanal) oder heute nicht mehr vorhanden sind (z. B. Stadtgraben). Auch herrschen heute nicht mehr überall dieselben Stauziele an den Schleusen. Es ist an dieser Stelle klar zu sagen, dass Grundwasserstände aus dem 19. Jahrhundert zwar von historischem Interesse sind, aber einer Bemessung von Bauwerken nicht zu Grunde gelegt werden sollten.

#### Beispiel unteres Wuhletal

Welche mitunter gravierenden Einflüsse der Ausbau – auch kleinerer – Oberflächengewässer auf den höchsten

Grundwasserstand haben kann, lässt sich gut im Bereich des unteren Laufes des Flüsschens Wuhle zeigen. Die Wuhle durchquert das östliche Berliner Urstromtal von der Barnim-Hochfläche kommend in Nord-Südrichtung und mündet bei Köpenick in die Spree. In seiner Nähe wurden vom Grundwasserströmungsmodell zu erwartende höchste Grundwasserstände berechnet, die teilweise mehr als 1,5 m unter den höchsten gemessenen – meist aus der Zeit vor dem Ersten Weltkrieg – lagen. Noch vor dem Ersten Weltkrieg ging das in der Nähe gelegene Wasserwerk Wuhlheide westlich der Wuhle und etwas später das Wasserwerk Kaulsdorf östlich davon in Betrieb. Damit ergaben sich mit den unterschiedlichen Fördermengen und auch Änderungen hinsichtlich der einzelnen Fassungsanlagen über die Jahrzehnte hinweg wechselnde hydraulische Situationen. Die Analyse von Grundwasser-ganglinien alleine ergab keine eindeutige Erklärung für die vergleichsweise niedrigen Werte der zeHGW-Karte, wohl aber Indizien, dass sich das lokale Vorflutniveau seit Beginn des 20. Jahrhunderts geändert haben musste. Das konnten Recherchen zum Ausbau der Wuhle eindeutig belegen. An den Kartenausschnitten (Abb. 16) ist die Veränderung des Flusslaufes durch den Menschen vom noch in der Mitte des 19. Jahrhunderts natürlich meandrierenden Flüsschen bis zum stark begradigten Wasserlauf zu erkennen. Bei diesen Ausbauarbeiten wurde verschiedentlich auch die Sohle tiefer gelegt, insbesondere nach dem Zweiten Weltkrieg, als die Wuhle als Ableiter des Klärwerks Falkenberg diente. Mit der Tieferlegung der Sohle ist auch der Wuhlespiegel stark abgesenkt worden, womit sich die gegenüber dem zeHGW deutlich höheren in der Vergangenheit gemessenen Grundwasserstände erklären ließen. Damit war die Plausibilisierung der Karte auch hier erfolgreich. Da derzeit die Wuhle nicht mehr als Klärwerksableiter fungiert, soll sie in ihrem Ausbau wieder verändert werden. Ziel ist hierbei nun eine Erhöhung des Fließgefälles durch eine teilweise Sohlanhebung und

damit auch eine Spiegelanhebung. Diese Planung ist in der aktuellen zeHGW-Karte bereits berücksichtigt. Trotzdem liegt der zeHGW hier immer noch unter den zu Beginn des 20. Jahrhunderts gemessenen Werten, was aber richtig ist, da eine völlige Renaturierung der Wuhle aus Gründen der Siedlungsverträglichkeit auch in Zukunft nicht zu erwarten ist.

### Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes

Die Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes (Abb. 17) wird seit 2009 für Grundwasserauskünfte im Berliner Urstromtal benutzt. Sie ist im DV-System der Senatsverwaltung implementiert und bedeutet für die Mitarbeiter der Arbeitsgruppe Geologie und Grundwasser-management, die die Grundwasserauskünfte erteilen, eine wesentliche Arbeitserleichterung, da das zeitaufwändige Heraussuchen geeigneter Grundwasser-ganglinien, die Interpolation und gegebenenfalls die Erläuterung des HGW entfallen. Jetzt kann der gesuchte Wert auf dem Rechner-bildschirm direkt abgelesen werden. Innerhalb der zurzeit laufenden Einführungsphase der Karte erfolgt danach, als zusätzliche Plausibilisierung des Kartenwertes, ein Vergleich mit dem aktuellen Grundwasserstand, gegebenenfalls unter Zuziehung anderer, bei der Senatsverwaltung vorliegender, im Einzelfall relevanter Daten und Informationen.

Darüber hinaus muss gegenwärtig lediglich noch in den Uferbereichen einiger Abschnitte von Oberflächengewässern nach einem bestimmten Verfahren eine Interpolation zwischen dem Kartenwert und dem höchsten Pegel des Oberflächengewässers innerhalb der letzten 50 Jahre vorgenommen werden. Eine fachkundige Benutzung der Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes ist daher auch weiterhin noch erforderlich.

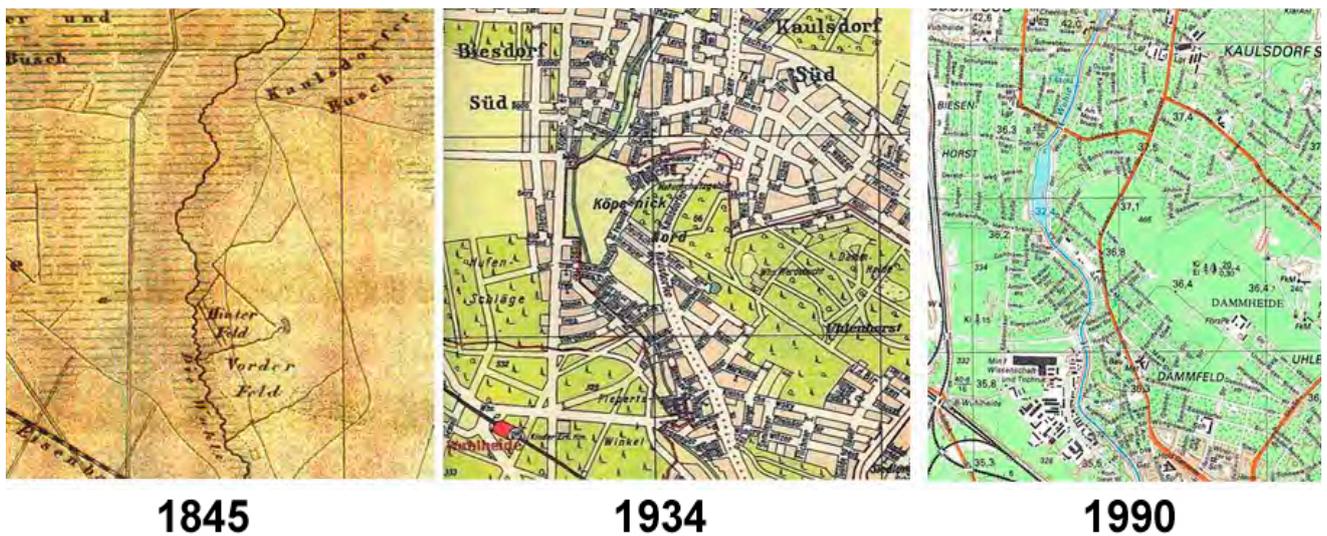


Abb. 16: Der Unterlauf der Wuhle zwischen 1845 und 1990 mit seinen wasserbaulichen Veränderungen  
 Fig. 16: The lower part of the river Wuhle between 1845 and 1990 with its changed hydraulic constructions

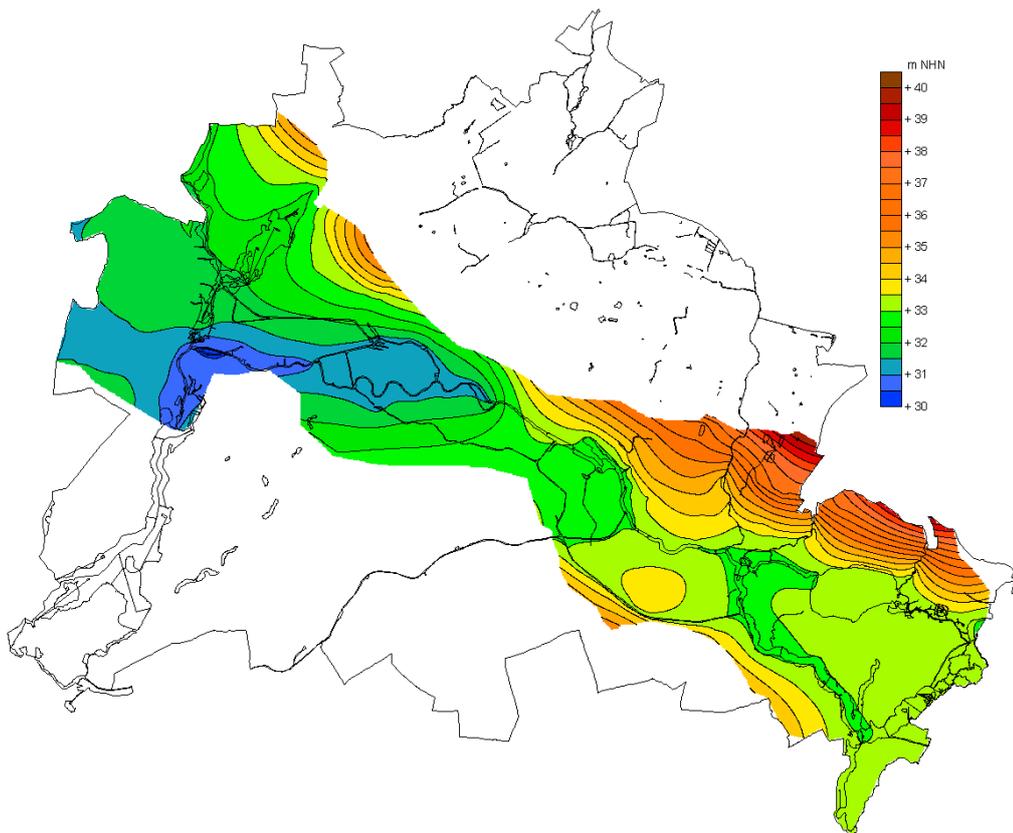


Abb. 17:  
Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes (zeHGWL) für das Berliner Urstromtal (in Gewässernähe ist bereichsweise zusätzlich sein Pegelgang zu berücksichtigen)

Fig. 17:  
Map of the expected highest groundwater level (exp. HGWL) for the Berlin glacial valley (close to the water it is necessary to consider additionally the stage hydrograph in certain sections)

Im Fall des ungespannten Grundwassers entspricht der zu erwartende höchste Grundwasserstand dem so genannten Bemessungsgrundwasserstand, der im Regelwerk des BwK (2009) speziell für die Bemessung von Bauwerksabdichtungen definiert ist. Im Berliner Urstromtal, für das der bisher fertiggestellte Teil der zeHGWL-Karte gilt, herrschen üblicherweise ungespannte Verhältnisse. Da jedoch das örtliche Auftreten gespannter Verhältnisse auch hier nicht völlig ausgeschlossen werden kann, ist in jedem Einzelfall anhand des geologischen Schichtaufbaus zu prüfen, ob der zeHGWL als Bemessungswasserstand gemäß DIN 18195-6 angesetzt werden darf. Diese Prüfung ist nicht die Aufgabe der Senatsverwaltung, die die Grundwasserauskunft erteilt, sondern die Aufgabe des Bauherrn bzw. seines Planers oder seines geotechnischen Sachverständigen (Baugrundgutachter).

Außer der Zeitersparnis im Auskunftswesen ist mit der zeHGWL-Karte ein wesentlicher Qualitätszuwachs der Auskunft erreicht worden. Er besteht darin, dass nun tragfähige Aussagen zum höchsten Grundwasserstand auch in den großen Bereichen möglich sind, in denen die Grundwasseroberfläche langfristig abgesenkt ist und die ältesten beobachteten Grundwasserstände dadurch beeinflusst sind. Bisher war hier nur die sehr eingeschränkt brauchbare Angabe eines beeinflussten HGWL möglich.

Im Rahmen der Bearbeitung wurde auch erkannt, dass kein geringer Teil der gemessenen Grundwasserstände unter den gegenwärtigen und voraussehbaren hydraulischen Randbedingungen nicht wieder eintreten kann. Die Zugrunde-

legung des berechneten zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes wird hinsichtlich unerwünschter Einwirkungen des Grundwassers nicht nur zu sicherem, sondern auch zu wirtschaftlichem Bauen führen.

#### 4. Ausblick

Es ist geplant, den Gültigkeitsbereich der Modellierung des zeHGWL zunächst um die Fläche des Panketales zu erweitern (siehe auch Abb. 1). Abschließend soll das gesamte Stadtgebiet erfasst werden.

Nach einer unbedingt noch erforderlichen Überprüfungsphase ist daran gedacht, die Ergebnisse zur Beschleunigung und Erleichterung der Bearbeitung auch im Internet zu publizieren. Dabei sei aber immer auch auf die Verantwortung des Bauherrn, seiner Planer und Sonderfachleute verwiesen, die den lokalen geologischen Schichtenaufbau sachgerecht einzu beziehen haben.

Das mathematische Grundwasserströmungsmodell, das ursprünglich speziell für die Karte des zu erwartenden höchsten Grundwasserstandes entwickelt worden ist, ist zwischenzeitlich auch für andere wasserwirtschaftliche Fragestellungen auf Landesebene eingesetzt worden. Zu nennen sind hier z. B. Untersuchungen zur Steuerbarkeit der Grundwasserhöhe durch die Grundwasserentnahmen der Berliner Wasserwerke. Da sich das Modell als taugliches Simulationsinstrument in der Vergangenheit verschiedent-

lich bewährt hat, wird es weiter ausgebaut und kontinuierlich dem wachsenden Kenntnisstand über die hydrogeologischen Verhältnisse im Land Berlin angepasst.

### Zusammenfassung

Die Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement der Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz in Berlin erteilt Auskünfte zum Grundwasser, u. a. auch zum höchsten Grundwasserstand (HGWL). Insbesondere für das Bauwesen ist die Kenntnis des höchsten Grundwasserstandes z. B. für die Frage der Abdichtung von Bauwerken von großer Bedeutung. Die übliche Ableitung eines höchsten Grundwasserstandes, der in Zukunft auftreten kann, ist allein aus gemessenen Grundwasserstandsganglinien in großen Teilen des Berliner Stadtgebiets auf Grund der vielfältigen anthropogenen Überprägung seiner Grundwasserlandschaft mit der erwünschten Genauigkeit nicht oder nur sehr bedingt möglich. Auf der Basis des umfangreichen Datenbestandes der Senatsverwaltung hinsichtlich der Hydrogeologie und der Wasserwirtschaft des Berliner Raumes wurde ein mathematisches Grundwasserströmungsmodell entwickelt, mit dessen Hilfe ein höchster Grundwasserstand berechnet werden kann. In Abgrenzung zu demjenigen höchsten Grundwasserstand, der in der Vergangenheit gemessen wurde (HGWL), wird der modellberechnete mit „zu erwartender höchster Grundwasserstand“, abgekürzt „zeHGWL“, bezeichnet. Für auf die Zukunft gerichtete Fragestellungen ist er wesentlich aussagekräftiger als ein höchster Grundwasserstand, der in der Vergangenheit zufällig, möglicherweise auch unter Randbedingungen beobachtet wurde, die aller Wahrscheinlichkeit nicht wieder eintreten werden. Für den Bereich des Berliner Urstromtals, in dem der Grundwasserflurabstand üblicherweise relativ gering ist, wird dieser zu erwartende höchste Grundwasserstand (zeHGWL) seit 2009 in der Grundwasserauskunft angegeben.

### Summary

The working group “Geology and Groundwater Management” of the Senate Department for Health, the Environment and Consumer Protection in Berlin provides information about the groundwater and among other things about the highest groundwater level, too. The knowledge of the highest groundwater level (HGWL) is of important significance for the building and construction industry for example as far as insulation against water is concerned. The common determination of the highest groundwater level which will happen in future only based on measured hydrograph curves is for great parts of the area of Berlin not or insufficiently possible with reference to the exactness requested due to the anthropogenic influence on the groundwater level in many cases. A mathematical model of the groundwater flow was built up for the calculation of the highest groundwater level based on the extensive data basis of hydrogeology and water economy of

the Senate Department for the area of Berlin. The name of the modelcalculated highest groundwater level is the “expected highest groundwater level” and in short “exp. HGWL” in opposite to the highest groundwater level which was measured in the past. The “exp. HGWL” is more meaningful as far as questions for the future have to be answered because the groundwater level in the past has often been observed by chance and possibly under boundary conditions which will never happen again. The expected highest groundwater level (“exp. HGWL”) for that part of the Berlin glacial valley with low depth to water table has been provided in the information of the groundwater since 2009.

### Literatur

- BWK, Bund der Ingenieure für Wasserwirtschaft, Abfallwirtschaft und Kulturbau e. V. (2009): Ermittlung des Bemessungsgrundwasserstandes für Bauwerksabdichtungen. - BWK-Regelwerk, Merkblatt BWK-M8, Selbstverlag Sindelfingen
- DIN 4049-3 (1994): Hydrologie, Teil 3: Begriffe zur quantitativen Hydrologie. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (Beuth Verlag)
- DIN 18195-6 (2000): Bauwerksabdichtungen, Teil 6: Abdichtung gegen von außen drückendes Wasser und aufstauendes Sickerwasser, Bemessung und Ausführung. - DIN Deutsches Institut für Normung e.V., Berlin (Beuth Verlag)
- LIMBERG, A. & J. Thierbach (2002): Hydrostratigrafie von Berlin – Korrelation mit dem Norddeutschen Gliederungsschema. - Brandenburgische Geowiss. Beitr., 9, 1/2, S. 65-68, Kleinmachnow
- THIEMANN, E., DESCZYK, D. & H. METZING (2003): Berlin und seine Brücken. - 188 S., Berlin (Jaron Verlag)

### Anschrift der Autoren:

Dipl.-Geol. Ulrike Hörmann,  
Dipl.-Geol. Alexander Limberg  
Geologie und Grundwassermanagement,  
Senatsverwaltung für Gesundheit,  
Umwelt und Verbraucherschutz  
Brückenstraße 6  
10179 Berlin

Prof. Dr. Hartmut Verleger  
HTW - Hochschule für Technik und Wirtschaft  
Berlin  
Bauingenieurwesen/Fachgebiete Geotechnik,  
Umweltschutz  
Wilhelminenhofstraße 75 A  
12459 Berlin

## Buchbesprechung

EHLING, A. (Hrsg.) (2009): **Bausandsteine in Deutschland, Band 1: Grundlagen und Überblick**

163 S., 2 Anl. zzgl. 2 im Umschl. eingel. Anl. 30 x 21 cm, 72 Abb., 6 Fototaf., 5 Tab.

Stuttgart - E. Schweizerbart Science Publishers

ISBN 978-3-510-9598-2

Preis: 54,80 €

Das auf sechs Bände ausgelegte Gesamtwerk „Bausandsteine in Deutschland“ wird von interessierten Fachleuten sowohl in den Geowissenschaften als auch in der Bauwerkserhaltung und Denkmalpflege schon seit geraumer Zeit sehnsüchtig erwartet. Im November 2009 ist nun der Einführungsband erschienen.

In zwei Kapiteln vermittelt die Herausgeberin, Angela Ehling, zunächst Grundlagen zu Genese, Definition und Eigenschaften der Sandsteine auf insgesamt 36 Seiten. Anschauliche mehrfarbige Grafiken unterstützen die Beschreibung der Bildungsprozesse vom Ausgangsmaterial über Transportmechanismen, Sedimentation in den verschiedenen Ablagerungsräumen bis hin zur Diagenese. Hervorzuheben ist der angenehm häufige Bezug auf konkrete Bausandsteinbeispiele. Bei der Erläuterung der Eigenschaften wird immer wieder auf deren jeweilige Bedeutung für die Verwendung hingewiesen. Sehr instruktiv und fast ausschließlich von hoher Qualität sind die Fototafeln zu während und unmittelbar nach der Ablagerung sowie während der Verfestigung entstandenen Texturen und außerdem Tafeln mit Dünnschliffmikrofotos zu Struktur, Komponenten, Bindung und Bindemittel. Auch hierbei handelt es sich fast ausnahmslos um konkrete Bausandsteinbeispiele.

Das Kapitel „Sandsteinverwitterung an Bauwerken“ (Autor: Heiner Siedel; 17 S.) ist nachvollziehbar logisch aufgebaut und mit zahlreichen wertvollen Hinweisen für den Praktiker in der Bauwerkserhaltung und Denkmalpflege versehen. Bezüge zur aktuellen Forschung bzw. deren Bedarf wurden eingebunden. Mit sehr guten Fotos werden eindrucksvolle Verwitterungsbeispiele vorwiegend an Bauteilen gezeigt, wobei meistens die Zuordnung von Bausandsteinsorten und Bauwerk mit angegeben sind.

Im Kapitel „Untersuchungsmethoden an Sandsteinen“ (Autor: Michael Krempler; 9 S.) wird ebenfalls die praxisbezogene Ausrichtung deutlich, schon durch die Gliederung nach Untersuchungsgegenständen: Minerale (Komponenten, Matrix, Zement), Porenraum, petrophysikalische und technische Eigenschaften, Gefügeeigenschaften und Verwitterungsverhalten, Herkunft (Provenienz). Die Erläuterungen enthalten Hinweise bis hin zur Probenahme und sind hilfreich für den Praktiker zur Auswahl geeigneter Methoden je

nach Untersuchungsziel und verfügbarem Untersuchungsmaterial bzw. auch für den Auftraggeber zum Verständnis eines entsprechenden Angebots. Darüber hinaus wurde eine Liste der EuroNormen zu Prüfung von Natursteinen unkommentiert angefügt.

Das Kapitel „Bausandstein-Horizonte in Deutschland“ (Autoren: Siegfried Grunert, Angela Ehling & Mareen Czekalla) nimmt mit 67 Seiten den größten Raum ein, letztendlich gefolgt vom Kapitel „Benachbarte, in Deutschland verwendeten Bausandstein-Vorkommen“ (Autorin: Angela Ehling, 2 S.). Zu diesem Thema gehören außerdem die vier Anlagen: Karte der Abbaugebiete, Bausandstein-Horizonte im stratigraphischen Profil, Bausandstein-Vorkommen in stratigraphischen Tabellen sowie eine Aufstellung aktuell aktiver Abbaubetriebe sortiert nach Bundesländern und Stratigraphie. Diese Überblicksdarstellung ist ein Vorgeschmack auf die in Vorbereitung bzw. (Band 2) schon im Druck befindlichen weiteren Bände: Band 2 Sachsen, Sachsen-Anhalt, Niederschlesien (Polen); Band 3 Niedersachsen, Nordrhein-Westfalen, Schweden; Band 4 Rheinland-Pfalz, Saarland, Luxemburg, Elsass (Frankreich); Band 5 Hessen, Thüringen; Band 6 Baden-Württemberg, Bayern, Schweiz (grenznahe Gebiete).

Der Einführungsband ist auch bereits als Solitär empfehlenswert für alle Bausandstein-befassten bzw. -interessierten Fachleute. Für die weniger geologisch vorgebildeten Praktiker hätte man sich vielleicht noch ein Glossar gewünscht. Auch wäre im Sinne der Verständlichkeit die Verwendung ein und desselben Fachbegriffs günstiger und nicht – wie in literarischen Werken – ein stilistischer Wiederholungsfehler (also besser nicht 7 Varianten für Verwitterungsbeständigkeit in einem Kapitel). Natürlich ist so ein Handbuch mit dem hohen und verdienstvollen Anspruch, sich zugleich für Geowissenschaftler und Praktiker in der Bauwerkserhaltung und Denkmalpflege zu eignen, stets ein schwieriger Balanceakt und *die* Ideallösung wird es sicher nie geben. Auch weiß jeder, der sich selbst die Erstellung solcher Übersichtswerke zugemutet hat, dass mindestens in der ersten Auflage unvermeidlich der eine oder andere größere und kleinere Druckfehler verbleibt. Dem aufmerksamen Leser wird auffallen, dass einige Zitate nicht im Literaturverzeichnis erscheinen. Dessen ungeachtet ist es außerordentlich zu begrüßen, dass der Reigen des Gesamtwerkes nun mit diesem gelungenen Einführungsband eröffnet wurde.

Gerda Schirrmeister

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 39-53	8 Abb., 1 Tab., 15 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

## Genetische Grundwassertypen der Binnenversalzung, ihre Klassifikation und Erscheinungsformen

### Genetic groundwater types of inland water salinization, their classification and nature

GERHARD HOTZAN

#### 1. Einleitung

Der Chemismus von Süß- und Salzwässern bildet sich in erster Linie im Ergebnis von Lösungs- und Fällungsreaktionen, Redox- und Ionenaustauschprozessen und den sich dabei einstellenden und gegenseitig bedingenden Gleichgewichtszuständen in Wechselwirkung zwischen der Sedimentmatrix und dem Grundwasser (GW) als Lösungsmittel heraus. Im Ergebnis dieser Prozesse entstehen spezifische genetische Grundwasserklassen, die aufgrund charakteristischer Merkmale voneinander unterschieden werden können. Zur Charakterisierung der genetischen Klassen werden sowohl die Lagepunkte der Grundwässer in hydrogeochemischen Diagrammen (hier VALJAŠKO-Diagramm, vgl. VALJAŠKO 1961), als auch die prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze herangezogen. Der Schwerpunkt dieses Beitrages liegt auf der Charakterisierung der Geneseklassen salinärer und salinar beeinflusster Wässer.

Chlorid	> 250,0 mg/l
Sulfat	> 240,0 mg/l
Gesamtmineralisation	> 1000 mg TDS/l
Leitfähigkeit	> 2000 µS/cm

Für den Charakter der salinaren Wässer sind die Konzentrationen von Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>- und Na<sup>+</sup>-Ionen prägend. Ausgehend von der Geschmacksgrenze dieser Ionen wurden für Trinkwässer die nachfolgenden Grenzwerte im Rahmen der europäischen bzw. der nationalen Gesetzgebung festgelegt (vgl. Tab. 1).

„Salinar beeinflusste Wässer“ sind ihrem Chemismus nach Süßwässer, deren Chlorid- und Sulfat-Konzentrationen unterhalb der jeweiligen Grenzwerte für salinare Wässer (s. Tab. 1) aber über dem geogenen Background der Wässer in den Grundwasserleitern des Süßwasserstockwerks liegen. Die in süßwasserführende Grundwasserleiter eingedrungenen salinaren Wässer werden von ihnen aureolenartig umgeben.

#### 2. Salinare Wässer“ und „salinar beeinflusste Wässer“

Unter „salinaren Wässern“ versteht man im Sinne von GRUBE & WICHMANN (2000) diejenigen Grundwässer, die durch die nachfolgenden Eigenschaften charakterisiert sind:

#### 3. Klassifizierung der salinaren Wässer

Hochmineralisierte salinare Wässer sind ursprünglich in dem unterhalb der unteroligozänen Rupelfolge befindlichen Salzwasserstockwerk verbreitet. Im Süßwasserstockwerk

Parameter	Grenzwert Trinkwasserverordnung von 2001	EU-Richtlinie von 11/1998 für Wässer für den menschlichen Gebrauch
Chlorid	250 mg/l	250 mg/l
Sulfat	240 mg/l	250 mg/l
Natrium	200 mg/l	200 mg/l
Gesamt-Leitfähigkeit bei 20° C	2500 µS/cm	2500 µS/cm

Tab. 1: Grenz- und Richtwerte für salinarrelevante Parameter in Trinkwasservorschriften

Tab. 1: Critical and approximate values of salinar relevant parameters in drinking water ordinance

## Schema zur genetischen Typisierung von salinaren Wässern

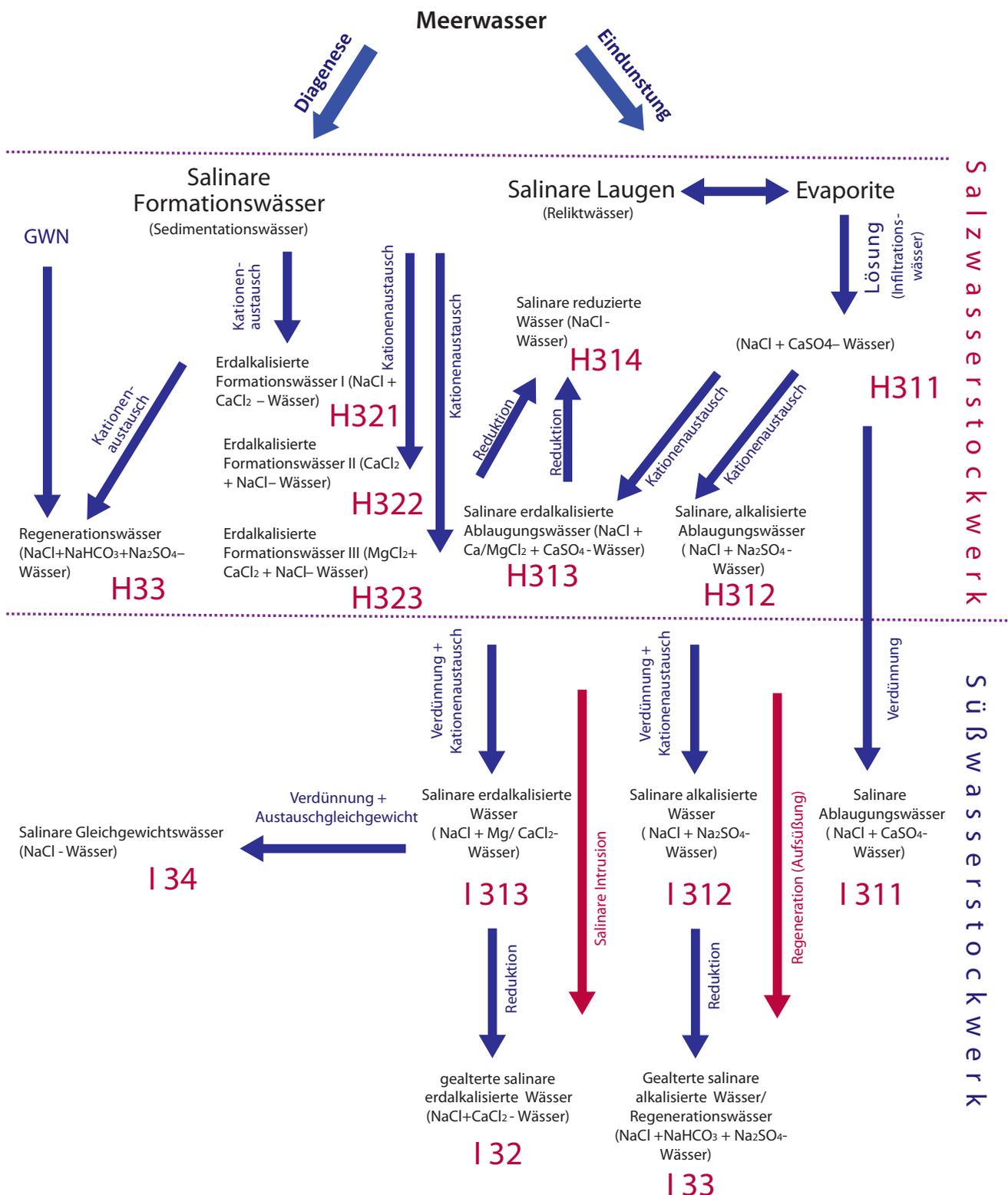


Abb. 1: Schema zur genetischen Klassifizierung von salinaren Wässern  
 Fig. 1: Scheme of geogenic classification of saltwater

treten sie nur in Ausnahmefällen auf. Sie werden dann in Abhängigkeit von ihrer regionalen Position und Genese als Meerwasserintrusion bzw. Binnenversalzung (GRUBE et al. 2000a) bezeichnet.

Der Chemismus der salinaren Wässer variiert in Abhängigkeit von den Wechselwirkungsprozessen zwischen dem Grundwasser und dem Sediment einerseits und den chemischen Reaktionen innerhalb der Lösung andererseits. Im Ergebnis von Lösungs- und Fällungsreaktionen, Redox- und Ionenaustauschprozessen und den sich dabei einstellenden und gegenseitig bedingenden Gleichgewichtszuständen erfolgt die „Entwicklung“ des Chemismus der Grundwässer im Allgemeinen und auch der salinaren Wässer im Besonderen (vgl. HERMSDORF 2010). Im Ergebnis dieser Prozesse bilden sich in Zeit und Raum spezifische genetische Grundwasserklassen heraus, die aufgrund charakteristischer Merkmale, die im Folgenden näher beschrieben werden, voneinander unterschieden werden können.

Die Nutzung des VALJAŠKO-Diagramms zur genetischen Klassifizierung salinarer Wässer ist nicht neu. Es wurde ursprünglich von VALJAŠKO (1961) zur Bewertung von Analysen aus dem Salzwasserstockwerk bei der Suche nach Kalisalzlagertstätten entwickelt. Durch LEHMANN (1974) erfolgte auf der Grundlage dieses Diagramms die Bewertung von Wasseranalysen aus den paläozoischen und mesozoischen Aquiferen der Norddeutsch-Polnischen Senke. RECHLIN (1997) sowie GRUBE et al. (2000b) beschäftigten sich mit Vorkommen salinarer Wässer im Niveau des Süßwasserstockwerks und ermittelten die Lagepunkte dieser Wässer im VALJAŠKO-Diagramm. Ebenso nutzte RECHLIN (2008) das VALJAŠKO-Diagramm zur Darstellung der Ergebnisse von Wasseranalysen und klassifizierte auf dieser Grundlage Schichtwässer des Salzwasserstockwerks.

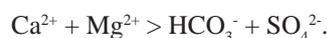
In diesem Beitrag erfolgt die Klassifizierung der salinaren Wässer auf genetischer Grundlage unter Berücksichtigung ihres hydrochemischen Entwicklungsgrades. Die Geneseklassen der Wässer der Salz- und Süßwasserstockwerke werden in einem einheitlichen Schema zusammengefasst, aus dem auch ihre genetischen Beziehungen untereinander sowie die Richtungen ihrer weiteren „Entwicklung“ deutlich werden. Die Darstellung baut auf den Erkenntnissen von VOIGT (1972, 1990), LEHMANN (1974), RECHLIN (1997), GRUBE et al. (2000b) sowie RECHLIN (2008) auf. Als Hilfsmittel bei der Klassifizierung dient die Bestimmung von Lagepunkten dieser Wässer im VALJAŠKO-Diagramm sowie die Ermittlung der prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze. Die Methodik der Berechnung der Lagepunkte der Wasseranalysen wurde in RECHLIN (1997) ausführlich beschrieben, so dass an dieser Stelle darauf nicht weiter eingegangen wird. Für die Ermittlung der Lagepunkte der Wasseranalysen sowie die Berechnung der in der Lösung befindlichen prozentualen Anteile der hypothetischen Salze kann die Software GEBAH (RECHLIN 2010) genutzt werden. Abbildung 1 zeigt das Gesamtschema der Geneseklassen der salinaren Wässer sowohl für das Salzwasser- als auch für das Süßwasserstockwerk.

#### 4. Hydrogeochemische Charakteristik des Meerwassers

Die Ausgangsbasis für die genetische Entwicklungsreihe der salinaren Wässer bildet das Wasser der Ozeane („Meerwasser“). Dieses besitzt in der Regel eine durchschnittliche Mineralisation von ca. 35,0 g/l. Der Lösungsinhalt dieser Wässer wird von den Natrium- und Cl-Ionen dominiert. MATTHESS (1994) gibt als mittlere Zusammensetzung des Meerwassers die nachfolgenden Konzentrationen der Hauptionen an:

Na <sup>+</sup>	-	10800 mg/kg
K <sup>+</sup>	-	392 mg/kg
Ca <sup>2+</sup>	-	411 mg/kg
Mg <sup>2+</sup>	-	1290 mg/kg
Cl <sup>-</sup>	-	19400 mg/kg

Die im Meerwasser gelösten Ionen erfüllen die Beziehung:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte des Meerwassers im Feld des Magnesium-Typs (vgl. LEHMANN 1974, RECHLIN 2008) (Abb. 2).

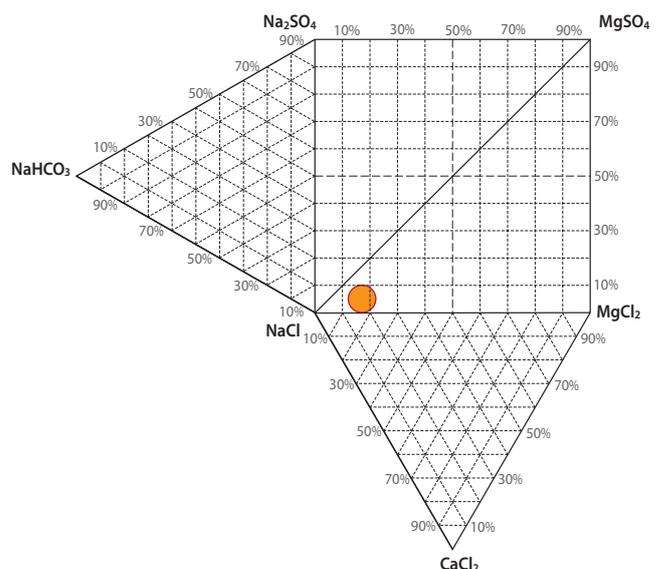


Abb. 2: Lagepunktbereich des Meerwassers im VALJAŠKO-Diagramm

Fig. 2: Point of position of sea water inside the VALJAŠKO-diagram

#### 5. Geneseklassen salinarer Wässer im Niveau des Salzwasserstockwerks

Die hydrogeochemische Entwicklung des Meerwassers kann in zwei Richtungen verlaufen. Einerseits können die Meerwässer im Rahmen des Diageneseprozesses in die Sedimente eingeschlossen und dann zu salinaren Formationswässern („Sedimentationswässer“ nach VOIGT 1972) werden. Ande-

rerseits können Meerwässer in isolierten Meeresbecken eindunstet werden. In Abhängigkeit vom Eindunstungsgrad entstehen dabei Evaporite (Karbonate, Sulfate, Chloride) und saline Restlaugen („Reliktwässer“ VOIGT 1972), die in Abhängigkeit von der Porosität in den Schichtenfolgen migrieren können. Durch Infiltration meteorischer Wässer („Infiltrationswässer“ VOIGT 1972) bzw. die Migration geringer mineralisierter salinärer Formationswässer in die evaporitführenden Schichten können die Salze wieder in Lösung gehen. Im Ergebnis von Reaktionen zwischen dem Sediment und den in den Porenräumen eingeschlossenen Lösungen verändert sich die chemische Zusammensetzung der Lösungsinhalte.

Es wirken hauptsächlich drei Reaktionsgruppen, die unter den jeweiligen Standortbedingungen zur Einstellung von komplexen, d. h. sich gegenseitig bedingenden Gleichgewichtszuständen führen. Diese Reaktionsgruppen sind Lösung/Fällung, Oxidation/Reduktion sowie Ionenaustauschprozesse (insbesondere Alkalisierung/Erdalkalisierung HÖLTING 1996).

In Abhängigkeit von den Ausgangsbedingungen und den Reaktionen zwischen Sediment und Lösungsmittel können spezifische Geneseklassen unterschieden werden. Nachfolgend sollen die salinaren Grundwasserklassen näher charakterisiert werden:

### 5.1 Salinare Ablaugungswässer (H 311)

Die Grundwässer in den Aquiferen im Liegenden der unteroligozänen Rupelfolge nehmen am Wasserkreislauf nur noch eingeschränkt teil. Sie sind überwiegend durch statische, seltener durch dynamische Austauschbedingungen gekennzeichnet.

Der Mineralinhalt dieser Wässer stammt ursächlich aus den in der prärupelzeitlichen Schichtenfolge eingeschlossenen Evaporiten. Das Lösungsmittel hat seinen Ursprung in den in der Schichtenfolge migrierenden Sedimentationswässern. Der Chemismus der Wässer dieser Klasse wird hauptsächlich durch Lösungsreaktionen, z. T. auch durch Ionenaustauschprozesse geprägt:

Die Lösungsvorgänge betreffen in erster Linie die im Sediment befindlichen Salze wie Chloride, z. B. Halit (NaCl), Sylvin (KCl), Carnallit ( $\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ ), Sulfate, wie z. B. Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ), Kieserit ( $\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$ ), aber auch Karbonate wie Calcit ( $\text{CaCO}_3$ ) und Siderit ( $\text{FeCO}_3$ ). In Abhängigkeit von der Mineralisation der Ausgangslösungen und der Umgebungstemperatur sind die Wässer in der Lage, Salze bis zum Erreichen des jeweiligen Löslichkeitsproduktes zu lösen. Das Lösungs-/Fällungsgleichgewicht stellt sich dabei neu ein. Im Ergebnis dieser Prozesse erfolgt eine Anreicherung der Wässer mit  $\text{Ca}^{2+}$ -,  $\text{Mg}^{2+}$ -,  $\text{Na}^+$ -,  $\text{K}^+$ -,  $\text{Cl}^-$ -,  $\text{SO}_4^{2-}$ - und  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen. In Abhängigkeit vom Mineralinhalt der jeweils durchströmten Sedimente überwiegen bei den Wässern dieses Typs in der Lösung die  $\text{Na}^+$ - und  $\text{Cl}^-$ -Ionen (NaCl-betonte Wässer) bzw. die  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{SO}_4^{2-}$ -Ionen (Gips-betonte Wässer). Durch die Lösung von Anhydrit aus dem Sediment sind die Konzentrationen an  $\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{SO}_4^{2-}$ -Ionen in der Lösung

so hoch, dass als hypothetisches Salz Anhydrit ( $\text{CaSO}_4$ ) in einer Größenordnung  $> 1\%$  vorliegt. Dieses ist das entscheidende Kriterium zur Abgrenzung der Klasse H 311.

In den Aquiferen herrschen ausschließlich anaerobe Bedingungen. Als Oxidationsmittel stehen Sulfat, Eisen- und Manganoxide, in Abhängigkeit von der Menge organischer Substanzen im Sediment gelöstes  $\text{CO}_2$  sowie gelöstes  $\text{N}_2$  zur Verfügung. Im Ergebnis von Reduktionsprozessen und der Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern eine allmähliche Verringerung der  $\text{SO}_4^{2-}$ -Konzentration, aber auch eine Erhöhung der  $\text{Fe}^{2+}$ -,  $\text{Mn}^{2+}$ -, Methan- und Ammonium-Konzentrationen zu verzeichnen.

Das im Ergebnis der Sulfatreduktion entstehende  $\text{CO}_2$  bewirkt über die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes eine Anreicherung der Wässer mit Hydrogencarbonat- und  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen.

Für die Wässer des Typs H 311 gilt die Ionenbeziehung:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Feld des Sulfat-Typs (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

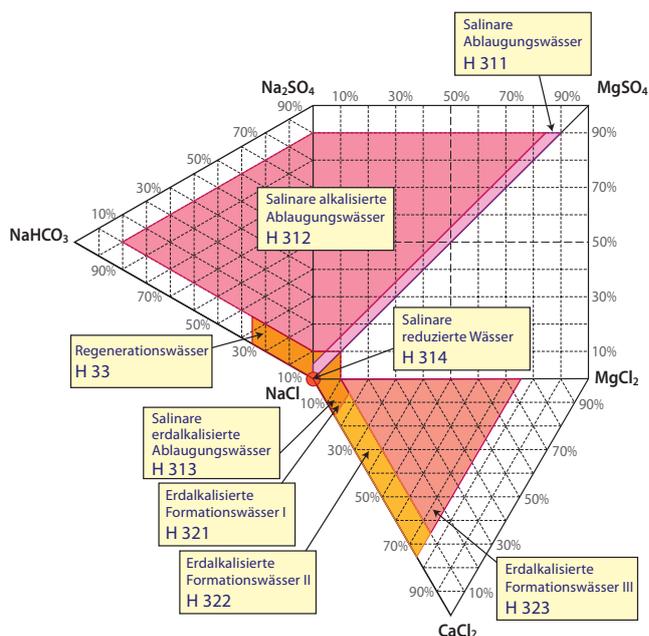


Abb. 3; Lagepunktbereiche der Geneseklassen salinärer Wässer im Niveau des Salzwasserstockwerks

Fig. 3: Point of position of geogenic classification of saltwater in the saltwater storey

### 5.2 Salinare alkalisierte Ablaugungswässer (H 312)

Das Lösungsmittel der Wässer dieser Geneseklasse hat ebenfalls seinen Ursprung in den in der Schichtenfolge migrierenden Sedimentationswässern. Der Mineralinhalt der Lösung ist ursächlich auf die im Sediment verteilten Eva-

porite zurückzuführen. Der Chemismus der Wässer dieses Typs wird hauptsächlich durch Lösungsreaktionen und Kationenaustauschprozesse geprägt.

Die Lösungsvorgänge betreffen in erster Linie die im Sediment befindlichen Salze wie Halit (NaCl) und Anhydrit (CaSO<sub>4</sub>). Daneben finden zwischen der Lösung und dem Grundwasserleiter (GWL)-Substrat Kationenaustauschprozesse in Form einer Alkalisierung statt. Die Austauschplätze der GWL-Matrix sind in den Sedimenten mariner Genese mit Na<sup>+</sup>-Ionen besetzt. Im Ergebnis der Austauschprozesse werden die Ca<sup>2+</sup>-Ionen in der GWL-Matrix festgelegt und die Na<sup>+</sup>-Ionen freigesetzt. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Das Na/Cl-Verhältnis ist > 1,0. Die Wässer dieses Typs enthalten als hypothetisches Salz stets Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> > 1 %, bei hohen Calcium-Ausgangskonzentrationen auch NaHCO<sub>3</sub>.

Im Ergebnis der Redoxreaktionen und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern eine allmähliche Verringerung der Sulfat-Konzentration aber auch eine Erhöhung der Fe<sup>2+</sup>-, Mn<sup>2+</sup>-, Methan- und Ammonium-Konzentrationen zu verzeichnen.

Das im Ergebnis der Sulfatreduktion entstehende CO<sub>2</sub> bewirkt ebenfalls bei diesem Genesetyp über die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes eine Anreicherung der Wässer mit Hydrogenkarbonat- und Erdalkali-Ionen. Bei einer hohen Kationenaustauschkapazität der Sedimentmatrix unterliegen letztere wiederum der Alkalisierung.

Für die Wässer der Geneseklasse H 312 gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern des Sulfat- bzw. Natrium-Typs (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

### 5.3 Salinare erdalkalisierte Ablaugungswässer (H 313)

Die Wässer der Geneseklasse H 313 haben ihren Ursprung ebenfalls in den in der Schichtenfolge migrierenden salinaren Formationswässern. Auch hier stammt der Mineralinhalt ursächlich aus den in der präurpeltzeitlichen Schichtenfolge enthaltenen Evaporiten. Der Chemismus der Wässer wird hauptsächlich durch Ionenaustauschprozesse aber auch Lösungsreaktionen geprägt.

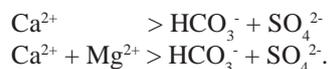
Bei der Migration der Sedimentationswässer durch marine karbonatführende Schichten finden zwischen der Lösung und dem GWL-Substrat Kationenaustauschprozesse in Form einer Dolomitisierung statt. Die mit Ca<sup>2+</sup>-Ionen besetzten Austauschplätze (z. B. Calcit) werden durch Mg<sup>2+</sup>-Ionen aus der Lösung ersetzt. Die Sedimentationswässer werden dadurch mit Ca<sup>2+</sup>-Ionen angereichert.

Bei marinen tonigen Sedimenten finden bei der Formierung der Sedimentationswässer zwischen der Lösung und dem GWL-Substrat Kationenaustauschprozesse in Form einer Erdalkalisierung statt. Die Austauschplätze der GWL-Matrix sind neben den Na<sup>+</sup>- auch mit Ca<sup>2+</sup>-Ionen besetzt. Im Ergebnis der bei der Diagenese stattfindenden Mineralbildungsprozesse werden die Mg<sup>2+</sup>- und K<sup>+</sup>-Ionen in der GWL-Matrix festgelegt und die Ca<sup>2+</sup>-Ionen in der Lösung angereichert. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Die Wässer dieses Typs enthalten als hypothetische Salze stets MgCl<sub>2</sub> bzw. CaCl<sub>2</sub>.

Die Lösungsvorgänge betreffen hauptsächlich die Chloride, wie z. B. Halit (NaCl) und Sulfate, wie z. B. Anhydrit (CaSO<sub>4</sub>). Im Ergebnis dieser Prozesse erfolgt eine Anreicherung der Wässer mit Ca<sup>2+</sup>-, Na<sup>+</sup>-, Cl<sup>-</sup>- und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Ionen. Dabei überwiegen in der Lösung die Na<sup>+</sup>- und Cl<sup>-</sup>-Ionen. Die Konzentrationen an Ca<sup>2+</sup>- und SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Ionen sind so hoch, dass als hypothetisches Salz Anhydrit (CaSO<sub>4</sub>) in einer Größenordnung > 1 % vorliegt.

Im Ergebnis von Reduktionsprozessen und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in den Wässern dieses Typs eine allmähliche Verringerung der Sulfat-Konzentration zu verzeichnen. Das durch die Sulfatreduktion entstehende CO<sub>2</sub> bewirkt bei diesem Genesetyp über die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes ebenfalls eine Anreicherung der Wässer mit Hydrogenkarbonat- und Ca<sup>2+</sup>-Ionen.

Für die Wässer dieser Geneseklasse gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

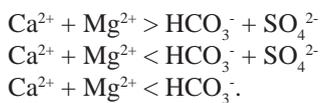
### 5.4 Salinare reduzierte Wässer (Typ H 314)

Die Wässer dieser Geneseklasse sind ein Sonderfall und stellen das letzte Stadium der Entwicklungsreihe der salinaren Wässer dar. Ausgangspunkt der genetischen Entwicklungsreihe dieser Wässer sind die in den präurpeltzeitlichen Aquiferen verbreiteten salinaren Ablaugungswässer des Typs H 311 bzw. die salinaren Formationswässer der Typen H 321- H 323 (s. ff.). Unter statischen hydrodynamischen Bedingungen wird die weitere Entwicklung der Grundwasserbeschaffenheit hauptsächlich durch Redox- und Fällungsreaktionen geprägt.

In den tiefen bedeckten Aquiferen herrschen ausschließlich anaerobe Bedingungen. Als Oxidationsmittel stehen SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>-Ionen sowie als Reaktionsprodukt des Sulfatabbaus gelöstes CO<sub>2</sub> zur Verfügung. Diese dienen als Elektronenakzeptoren und werden im Rahmen der Redoxreaktionen zu Sulfid und Methan reduziert.

Schwermetall-Ionen werden als Sulfide ausgefällt. Durch die Störung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes werden Erdalkali-Ionen in Form von Karbonaten ausgeschieden. Im Ergebnis der oben beschriebenen Reaktionen erfolgt eine allmähliche Abreicherung der  $\text{Ca}^{2+}$ -,  $\text{Mg}^{2+}$ -,  $\text{SO}_4^{2-}$ - und  $\text{HCO}_3^-$ -Ionen in der Lösung.

Der Grundwasserchemismus dieses Genesetyps wird hauptsächlich durch die  $\text{Na}^+$ - und  $\text{Cl}^-$ -Ionen geprägt (> 95% der Gesamtmineralisation), deren Konzentration in Abhängigkeit von der Teufe und den dort herrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen bis > 300 g/l erreichen kann. Das Na/Cl-Verhältnis dieser Wässer beträgt ca. 1,0. Die Konzentrationen der anderen Ionen sind in Abhängigkeit vom Entwicklungsgrad der Wässer verschwindend gering. Für diese Wässer gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich diese Wässer am NaCl-Pol (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

### 5.5 Erdalkalisierte Formationswässer I (H 321)

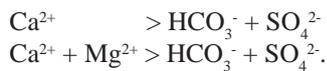
Die Wässer dieser Genese Klasse sind genetisch auf prä- und paläozoische saline Formationswässer zurückzuführen, d. h. auf Wässer aus Keuper, Jura, Kreide und Tertiär. Die Meereswässer des Sedimentationsraumes sind durch ein niedriges Eindunstungsstadium charakterisiert (vgl. LEHMANN 1974). Eine Halit-Ausfällung hat noch nicht stattgefunden. Der Grundwasserchemismus wird hauptsächlich durch Ionenaustauschprozesse und Redoxreaktionen geprägt.

Bei der Migration der Sedimentationswässer durch karbonatführende und tonige Schichten finden zwischen der Lösung und dem GWL-Substrat Kationenaustauschprozesse in der bereits bei der Klasse H 313 beschriebenen Art und Weise statt. Die Sedimentationswässer werden dadurch mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen angereichert, während  $\text{Mg}^{2+}$ - und  $\text{K}^+$ -Ionen der Lösung entzogen werden. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Die Wässer dieses Typs enthalten als hypothetische Salze  $\text{MgSO}_4$  (< 1 %) und  $\text{MgCl}_2$  bzw.  $\text{CaCl}_2$ , im Gegensatz zur Klasse H 313 aber  $\text{CaSO}_4$  < 1 %.

Im Ergebnis der Reduktionsprozesse und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern eine Verringerung der Sulfat-Konzentration aber auch eine Erhöhung der  $\text{Fe}^{2+}$ -,  $\text{Mn}^{2+}$ -,  $\text{CH}_4$ - und  $\text{NH}_4^+$ -Konzentrationen zu verzeichnen.

Das im Ergebnis der Sulfatreduktion entstehende  $\text{CO}_2$  bewirkt bei dieser Genese Klasse über die Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes ebenfalls eine Anreicherung der Wässer mit Hydrogenkarbonat- und  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen.

Für die Wässer dieser Genese Klasse gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

### 5.6 Erdalkalisierte Formationswässer II (H 322)

Die Wässer dieses Genesetyps sind weitestgehend durch statische hydrodynamische Bedingungen charakterisiert und haben ihren Ursprung in salinaren Restlaugen. Es handelt sich dabei um Wässer in den Aquiferen des Rotliegenden, Buntsandsteins und Muschelkalks. Die Meereswässer des ursprünglichen Sedimentationsraumes sind durch ein höheres Eindunstungsstadium charakterisiert (vgl. LEHMANN 1974). Die Halit ausfällung ist abgeschlossen, die Wässer befinden sich im Stadium der Magnesiumsulfatausfällung. Der Grundwasserchemismus wird neben der Fällung hauptsächlich durch Ionenaustauschprozesse und Redoxreaktionen geprägt.

Die Restlaugen werden beim Kontakt mit den Sedimenten der Aquifere im Ergebnis von Ionenaustauschprozessen mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen angereichert, während  $\text{Mg}^{2+}$ - und  $\text{K}^+$ -Ionen der Lösung entzogen werden. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Als hypothetisches Salz enthalten diese Wässer stets  $\text{CaCl}_2$ .

Im Ergebnis der Reduktionsprozesse und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern vorrangig eine Verringerung der Sulfat-Konzentration zu verzeichnen. Über die sich anschließende Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes kommt es zur Anreicherung der Wässer mit Hydrogenkarbonat- und  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen.

Für diese Wässer gilt die Ionenbeziehung:



Die Lagepunkte der Wässer dieser Genese Klasse befinden sich im Feld des Chlorid-Typs (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

### 5.7 Erdalkalisierte Formationswässer III (H 323)

Auch diese Wässer sind durch statische hydrodynamische Bedingungen charakterisiert und haben ihren Ursprung in zechsteinzeitlichen salinaren Restlaugen. Sie sind ursächlich an die zechsteinzeitliche Schichtenfolge gebunden. Die Meereswässer des Sedimentationsraumes sind durch ein hohes Eindunstungsstadium charakterisiert (vgl. LEHMANN 1974). Die Halit ausfällung ist abgeschlossen, die Wässer befinden sich im Stadium der Magnesiumsulfat- bzw. Sylvin ausfällung. Der Grundwasserchemismus wird neben der

Fällung hauptsächlich durch Ionenaustauschprozesse und Redoxreaktionen geprägt.

Auch bei dieser Geneseklasse werden die Restlaugen beim Kontakt mit den Sedimenten der Aquifere im Ergebnis von Ionenaustauschprozessen mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen angereichert, während  $\text{Mg}^{2+}$ - und  $\text{K}^{+}$ -Ionen der Lösung entzogen werden. Jedoch sind die Migrationswege relativ kurz, so dass sich noch relativ viele  $\text{Mg}^{2+}$ -Ionen in der Lösung befinden. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Als hypothetische Salze enthalten diese Wässer deshalb stets  $\text{CaCl}_2$  und  $\text{MgCl}_2$ .

Die Reduktionsprozesse und die Neueinstellung der Redox- und Lösungsgleichgewichte verlaufen bei dieser Geneseklasse in der bereits bei H 322 beschriebenen Art und Weise.

Für diese Wässer gilt die Ionenbeziehung:



Die Lagepunkte dieser Wässer befinden sich im Feld des Chlorid-Typs (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

### 5.8 Salinare Regenerationswässer (H 33)

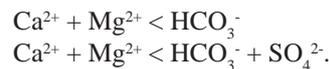
Der Prozess der Regeneration stellt das Eindringen von geringmineralisierten, meteorischen Infiltrationswässern (z. B. Neubildungswässer) in salzwassererfüllte Aquifere dar. Der Porenraum der Grundwasserleiter ist ursächlich mit salinaren Formationswässern erfüllt. Die Austauschplätze der Sedimentmatrix sind überwiegend mit  $\text{Na}^{+}$ -Ionen besetzt. Es besteht ein Austausch-Gleichgewichtszustand. Das Eindringen von Neubildungswässern bis in das Niveau der präurzeitlichen Schichten ist an geologisch-strukturelle (z. B. glazigene Rinnen, Stauchungsgebiete, tektonische Störungszonen) und hydrodynamische Voraussetzungen (Speisungsgebiete mit abwärts gerichtetem Gefällegradienten) gebunden, durch welche die Migrationsbahnen für die Süßwässer geschaffen werden.

Beim Kontakt der salinaren Formationswässer mit geringmineralisierten Infiltrationswässern wird die weitere Entwicklung des Grundwasserchemismus hauptsächlich durch Ionenaustauschprozesse geprägt. Maßgeblich sind Kationenaustauschreaktionen in Form einer Alkalisierung im Sinne von HÖLTING (1996). Dabei werden die in der Lösung befindlichen Erdalkali-Ionen gegen die an der Sedimentmatrix gebundenen Alkali-Ionen ausgetauscht. Im Ergebnis dieser Prozesse erfolgt eine Anreicherung der Wässer mit  $\text{Na}^{+}$ -Ionen bei einer gleichzeitigen Verringerung der Konzentrationen der Erdalkali-Ionen. Das Austausch-Gleichgewicht stellt sich neu ein. Das Na/Cl-Verhältnis dieser Wässer ist  $> 1,0$ . Als hypothetische Salze enthalten sie in Abhängigkeit von den Sulfat- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  und  $\text{NaHCO}_3$ .

In den Aquiferen herrschen anaerobe Bedingungen. Der wichtigste Elektronenakzeptor ist das  $\text{SO}_4^{2-}$ -Ion. Im Ergeb-

nis der Reduktionsprozesse und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern eine Verringerung der Sulfatkonzentration bei gleichzeitiger Zunahme der Hydrogenkarbonatkonzentration zu verzeichnen. Letzteres führt wiederum zu einer Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes.

Für die Wässer dieser Geneseklasse gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Sulfat- und Natrium-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 3).

## 6. Salinare Wässer im Niveau der Süßwasserstockwerks

### 6.1 Bedingungen für das Auftreten von salinaren Wässern in süßwasserführenden Grundwasserleitern

Versalzungsprozesse in süßwasserführenden Grundwasserleitern sind an das gleichzeitige Auftreten stofflicher, geologisch-struktureller und hydrodynamischer Voraussetzungen geknüpft (HERMSDORF & HOTZAN 2006). Wird eine dieser Bedingungen nicht erfüllt, können am konkreten Standort diese Prozesse nicht erwartet werden. Im Detail sollen nun diese Bedingungen näher erläutert werden:

#### 6.1.1 Stoffliche Voraussetzungen

Im Untergrund der Norddeutsch-Polnischen Senke lagern mächtige Schichten salinärer Gesteine (Evaporite). Sie entstanden durch Eindampfung des Meerwassers in isolierten Beckenbereichen im Perm (Zechstein) sowie in der Trias (Buntsandstein, Muschelkalk, Keuper). Die mehrere hundert Meter mächtigen Schichten bestehen aus einer rhythmischen Wechsellagerung von Tonsteinen, Karbonaten, Sulfaten (Anhydrit) und Chloriden (Stein- und Kali-Salze). Unter dem Druck der hangenden Deckschichten reagieren die Salzgesteine plastisch und können im Bereich von tektonischen Schwächezonen in die überlagernden jüngeren Schichten eindringen. Durch die hier verbreiteten Formationswässer sowie meteorische Infiltrationswässer erfolgt ihre Lösung. Die Wässer werden mit den Ionen der Salzgesteine angereichert (Ablaugungswässer).

Ein weiterer Typ von salinaren Wässern sind die Sedimentationswässer (Diagenesewässer). Der Ursprung dieser Wasser ist im Meerwasser der meso- und känozoischen Ozeane zu suchen, d. h. es handelt sich hierbei um synsedimentäre Formationswässer, die in den entsprechenden Schichtenfolgen eingeschlossen sind.

Im Bereich der Norddeutsch-Polnischen Senke weisen die salzwasserführenden Aquifere eine Mächtigkeit von über 10 000 m auf. Die süßwasserführende Schichtenfolge besitzt dagegen nur eine Mächtigkeit von ca. 150,0-300,0 m. Der unteroligozäne Rupelton trennt als bedeutender regionaler Grundwasserstauer süß- und salzwasserführende Schichtenfolgen.

### 6.1.2 Geologisch-strukturelle Voraussetzungen

Der unteroligozäne Rupelton trennt als regionaler Grundwasserstauer das Süßwasser- vom Salzwasserstockwerk. Er weist durchschnittliche Mächtigkeiten von > 60 m auf und ist durch  $k_f$ -Werte von  $10^{-9}$ - $10^{-10}$  m/s charakterisiert. Diese Schichtenfolge wurde lokal im Ergebnis endogener bzw. exogener Prozesse perforiert. Damit werden wasserwegsame Bereiche geschaffen, die bei Vorliegen weiterer stofflicher und hydrodynamischer Voraussetzungen den Übertritt von Wässern der beiden oben genannten Stockwerke ermöglichen. Als Beispiele für derartige Prozesse können genannt werden:

#### *Salinartektonik*

Unter regionalen Stresszuständen sowie dem lithostatischen Druck der hangenden Gesteinsserien des meso-/känozoischen Deckgebirges wird in den zechsteinzeitlichen und mesozoischen Salzgesteinen eine Fließbewegung initiiert, die zum Aufstieg dieser Gesteine in die überlagernden jüngeren Gesteinsserien führt. Die Salzgesteinskörper können im Extremfall auch die Schichten der Rupel-Folge durchdringen und bis an die Erdoberfläche gelangen (z. B. Sperenberg). Häufig werden aber nur die überlagernden mesozoischen und känozoischen Schichten aufgebeult und bis in das Niveau des Süßwasserstockwerks gehoben.

#### *Tektonische Störungen*

Tiefreichende tektonische Störungszonen durchziehen das mesozoische Deckgebirge. Sie bilden die Ausgleichsbahnen für die sich im Gebirge infolge der Kontinentaldrift aufbauenden Kräfte. Im Ergebnis von Stresszuständen (Aufpressung) können in diesen Bereichen Schollen salinärer Gesteine aus dem tiefen Untergrund bis in das Niveau des Süßwasserstockwerks verfrachtet werden (z. B. Fürstenwalde-Gubener Störungszone/Struktur Streitberg).

#### *Glazigene Rinnen und Exarationszonen*

Die vorrückenden pleistozänen Gletscher sowie ihre Schmelzwässer hatten eine intensive erodierende Wirkung auf die Locker- und Festgesteine des Untergrundes. In Bereichen, in denen die Exarationsprozesse mit hoher Intensität abliefen, wurde die gesamte känozoische Schichtenfolge einschließlich der Rupelschichten abgetragen.

In den pleistozänen Rinnen- und Wannen-Strukturen wurden anschließend rollige und bindige Ablagerungen sedimentiert. Über so geschaffene wasserwegsame Bereiche kann eine Kommunikation zwischen dem Salz- und den Süßwasserstockwerk erfolgen.

#### *Glazigene Störungen*

Unter dem Druck der mächtigen pleistozänen Gletscher wurden unter periglaziären Bedingungen riesige Schollen gefrorener Lockergesteine aus dem ursprünglichen Schichtenverband gerissen, steil aufgerichtet und deformiert wieder abgelagert. Die glazigenen Deformationen können sowohl die pleistozäne, als auch die känozoische Schichtenfolge bis in das Niveau der Rupel-Folge umfassen (z. B. Bad Freienwalde). In den glazigen gestörten Schichten bestehen vielfältige Migrationsbahnen, die den Austausch zwischen dem Salz- und dem Süßwasserstockwerk ermöglichen.

### 6.1.3 Hydrodynamische Voraussetzungen

Ein weiteres wesentliches Kriterium für das Auftreten salinärer Wässer bildet das Verhältnis der Druckpotentiale des Süß- und Salzwasserstockwerkes.

Das Süßwasserstockwerk ist in der Regel durch dynamische Verhältnisse charakterisiert. Hier werden in Abhängigkeit von der Grundwasserdynamik und der jeweiligen Neubildungsrate Speisungs-, Transit- und Entlastungsgebiete unterschieden. Das Druckpotential ist in den Speisungsgebieten am Höchsten und in den Entlastungsgebieten am Geringsten.

Das Salzwasserstockwerk dagegen ist durch hydrostatische Verhältnisse gekennzeichnet. Die jeweilige Standrohrspiegelhöhe wird darüber hinaus durch die Dichte der Salzwässer beeinflusst.

In Bereichen, in denen das Druckpotential des Süßwasserstockwerks größer als das hydrostatische Druckpotential des Salzwasserstockwerks ist (z. B. in den Speisungsgebieten), kann es bei Vorliegen geologisch-struktureller Voraussetzungen zu Aufsüßungen (Regeneration) in den salzwasserführenden Aquiferen kommen.

In den Entlastungsgebieten ist das Druckpotential des Süßwasserstockwerks häufig geringer als das des Salzwasserstockwerks. Diese Zonen sind bei Vorliegen geologisch-struktureller Voraussetzungen prädestiniert für das Aufsteigen salinärer Tiefenwässer (Intrusionen).

Unter Berücksichtigung der prognostizierten Klimaentwicklung im Land Brandenburg (vgl. PIK-Studie, GERSTENGARBE et al. 2003) ist mit einer deutlichen Verringerung der Grundwasserneubildungsrate in den nächsten 50 Jahren zu rechnen, die auch eine Reduzierung des Druckpotentials des Süßwasserstockwerks zur Folge hat. Infolgedessen ist ein verstärktes Auftreten von geogenen Versalzungen in den pleistozänen Grundwasserleitern zu erwarten.

Nicht zu unterschätzen ist die hydraulische Wirkung von Wassergewinnungsanlagen, die Grundwässer aus tiefen bedeckten Grundwasserleitern fördern. Bei eingeschränkten Austauschverhältnissen sind diese Wasserfassungen von Speisungsprozessen aus der Grundwasserneubildung abgekoppelt. Die Verminderung des Druckpotentials im Süßwasserstockwerk kann dann zur Aktivierung einer Liegendspei-

sung führen, im Extremfall auch zur Salzwasserintrusion in die Brunnen der Wasserfassung.

## 6.2 Klassen salinärer Wässer im Niveau des Süßwasserstockwerks

Unter einer salinaren Intrusion versteht man den Prozess des Eindringens von hochmineralisierten Wässern des Salzwasserstockwerks in süßwasserführende Grundwasserleiter bei Vorliegen der oben genannten Bedingungen. Die beim Kontakt der salinaren Tiefenwässer mit den in unterschiedlichen Entwicklungsstadien befindlichen Grundwässern des Süßwasserstockwerks ablaufenden hydrochemischen Reaktionen sowie die dabei entstehenden Geneseklassen sollen nachfolgend näher betrachtet werden:

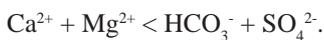
### 6.2.1 Salinare Ablaugungswässer (I 311)

Beim Übertritt salinärer Ablaugungswässer des Typs H 311 in süßwasserführende Grundwasserleiter haben Verdünnungseffekte bei der Mischung der mineralarmen Süßwässer und der hochmineralisierten salinaren Wässer die größte Bedeutung. Die Konzentrationen der Wässer des Genesetyps I 311 sind im Vergleich zum im Salzwasserstockwerk verbreiteten Genesetyp H 311 um eine Zehnerpotenz geringer.

Aufgrund der Belegung der Austauschplätze der Sedimentmatrix mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen in den pleistozänen Sedimenten des Süßwasserstockwerks (VOIGT 1990) finden insbesondere bei den  $\text{CaSO}_4$ -betonten Wässern keine Austauschreaktionen statt. Die Sulfatreduktion erfolgt zwar, jedoch verbleiben aufgrund der hohen Ausgangskonzentration noch hohe Sulfatgehalte im Grundwasser.

Das Na/Cl-Verhältnis liegt bei ca. 1,0. Die Wässer dieses Typs enthalten als hypothetisches Salz stets  $\text{CaSO}_4 > 1\%$ .

Für die Wässer des Typs I 311 gilt die Ionenbeziehung:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Feld des Sulfat-Typs (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 4).

### 6.2.2 Salinare alkalisierte Wässer (I 312)

Zur Herausbildung dieser Geneseklasse kommt es nach der Intrusion von salinaren Ablaugungswässern bzw. salinaren Formationswässern in süßwasserführende Grundwasserleiter ursächlich mariner Genese bei gleichzeitig geringer Intensität der Stoffnachlieferung, die die Ausbildung eines eigenständigen Salzwasserstromes verhindert. Die sich dabei vollziehenden Prozesse sind als Regeneration (Aufsüßung) aufzufassen.

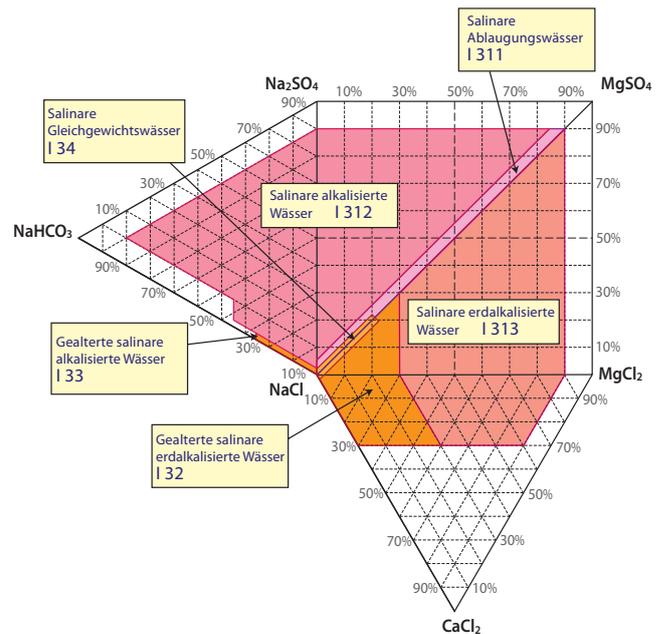
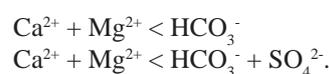


Abb. 4: Lagepunktbereiche der Geneseklassen salinärer Wässer im Niveau des Süßwasserstockwerks  
Fig. 4: Point of position of geogenic classification of fresh water in the fresh water storey

Bei den Wässern dieser Klasse sind neben den Verdünnungseffekten bei der Mischung von mineralarmen Süßwässern und hochmineralisierten salinaren Wässern die Kationenaustauschreaktionen bei der weiteren Ausprägung des Grundwasserchemismus von Bedeutung. Letztere finden zwischen der Lösung und dem GWL-Substrat in Form einer Alkalisierung statt. Voraussetzung ist die Besetzung der Austauschplätze der GWL-Matrix mit  $\text{Na}^+$ -Ionen (z. B. marin-brackische Sedimente des Miozäns). Im Ergebnis der Austauschreaktionen werden die in der Lösung befindlichen  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen in der GWL-Matrix festgelegt und die  $\text{Na}^+$ -Ionen freigesetzt. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Das Na/Cl-Verhältnis ist  $> 1,0$ . Die Wässer dieser Geneseklasse enthalten als hypothetische Salze  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  sowie  $\text{NaHCO}_3$ .

Im Ergebnis von Reduktionsprozessen und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist in diesen Wässern eine allmähliche Verringerung der Sulfat-Konzentration bei gleichzeitiger Erhöhung der Hydrogencarbonat-Konzentrationen zu verzeichnen. Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht stellt sich neu ein.

Für die Wässer der Geneseklasse I 312 gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Natrium- und Sulfat-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 4).

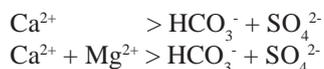
### 6.2.3 Salinare erdalkalisierte Wässer (I 313)

Ausgangspunkt der Entwicklungsreihe der Wässer dieser Genese Klasse sind die NaCl-betonten salinaren Ablaugungswässer H 311 und H 313 bzw. die salinaren Formationswässer der Typen H 321 - H 323. Zur Herausbildung von Wässern dieser Genese Klasse kommt es bei einer Intrusion in pleistozäne süßwasserführende Grundwasserleiter. Die Entwicklung des Grundwasserchemismus wird dabei hauptsächlich durch Verdünnungs- und Ionenaustauschprozesse (Erdalkalisierung) geprägt. Die Wässer dieser Genese Klasse sind typisch für aktive Aufstiegsbahnen salinärer Wässer (salinare Intrusion).

Voraussetzung für die Kationenaustauschprozesse ist die Besetzung der Austauschplätze der GWL-Matrix mit  $\text{Ca}^{2+}$ -Ionen, die für die pleistozänen Grundwasserleiter typisch ist. Im Ergebnis der Austauschreaktionen werden die  $\text{Na}^+$ -Ionen aus der Lösung in der GWL-Matrix festgelegt und die  $\text{Ca}^{2+}$ - und  $\text{Mg}^{2+}$ -Ionen freigesetzt. Das Austauschgleichgewicht stellt sich neu ein. Das Na/Cl-Verhältnis ist  $< 1,0$ . Die Wässer dieses Typs enthalten als hypothetische Salze  $\text{MgSO}_4$  und  $\text{MgCl}_2$ , aber auch  $\text{CaSO}_4 > 1\%$  und  $\text{CaCl}_2$ .

Im Ergebnis von Reduktionsprozessen und einer Neueinstellung des Redoxgleichgewichtes ist auch in diesen Wässern eine allmähliche Verringerung der Sulfat-Konzentration bei gleichzeitiger Erhöhung der Hydrogenkarbonat-Konzentration zu verzeichnen. Das Kalk-Kohlensäure-Gleichgewicht stellt sich neu ein.

Für diese Wässer gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 4).

### 6.2.4 Gealterte salinare erdalkalisierte Wässer (I 32)

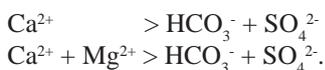
Die Wässer dieser Genese Klasse bilden die Fortsetzung der Entwicklungsreihe der intrusiven salinaren Wässer. Ausgehend von den noch sulfatführenden erdalkalisierten Wässern der Genese Klasse I 313 ( $\text{CaSO}_4 > 1\%$ ) wird die weitere Entwicklung des Grundwasserchemismus und somit ihre Alterung hauptsächlich durch Reduktionsprozesse geprägt. Letztere beinhalten in erster Linie die Reduktion des Sulfat-Schwefels zu Sulfid-Schwefel.

Im Ergebnis dieser Reaktionen erfolgt eine Abreicherung der Sulfat-Konzentration im Grundwasser, die bis zum völligen Verschwinden des Sulfats führen kann. Die Redox- und Lösungs-Gleichgewichte stellen sich neu ein.

Wie bei den Wässern der Klasse I 313 ist auch hier das Na/Cl-Verhältnis  $< 1,0$ . Diese Wässer enthalten in Abhängigkeit vom Entwicklungsgrad als hypothetische Salze stets

$\text{MgCl}_2$  und bei höherem Entwicklungsgrad, d. h. intensiverem Kationenaustausch, auch  $\text{CaCl}_2$ .

Für die Wässer gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen im Umfeld des NaCl-Pols (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 4).

### 6.2.5 Gealterte salinare alkalisierte Wässer/salinare Regenerationswässer (I 33)

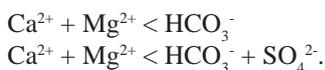
Mit den Wässern dieser Genese Klasse wird die Entwicklungsreihe der salinaren Regenerationswässer fortgesetzt. Ausgehend von den noch sulfatführenden alkalisierten Wässern der Klasse I 312 wird die weitere Entwicklung des Grundwasserchemismus und somit der Alterungsprozess hauptsächlich durch Reduktionsprozesse geprägt. Letztere beinhalten, wie schon bei der Klasse I 32 die Reduktion des Sulfat-Schwefels zu Sulfid-Schwefel.

Im Ergebnis dieser Reaktionen erfolgt auch bei den Wässern dieser Klasse eine Abreicherung der Sulfat-Konzentration, die bis zum völligen Verschwinden des Sulfats führen kann. Das Redoxgleichgewicht stellt sich neu ein.

Neben der Verringerung der Sulfatkonzentration ist in diesen Wässern im Ergebnis der Freisetzung von  $\text{CO}_2$  eine gleichzeitige Zunahme der Hydrogenkarbonatkonzentration zu verzeichnen. Letzteres führt wiederum zu einer Neueinstellung des Kalk-Kohlensäure-Gleichgewichtes.

Das Na/Cl-Verhältnis dieser Wässer ist  $> 1,0$ . Als hypothetische Salze enthalten sie in Abhängigkeit von den Sulfat- und Hydrogenkarbonatkonzentrationen  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  und  $\text{NaHCO}_3$ .

Für diese Wässer gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer in den Feldern der Sulfat- und Natrium-Typen (vgl. RECHLIN 1997) (Abb. 4).

Salinare Wässer der Klasse I 33 sind auch als Regenerationswässer im Kontaktbereich von statischen Süß- zu Salzwässern anzutreffen. Insbesondere die salinaren Wässer der Klassen I 313 und I 32 werden aureolenartig von den Wässern der Klasse I 33 umgeben (siehe Kap. 7).

### 6.2.6 Salinare Gleichgewichtswässer (I 34)

Bei diesen Wässern wird die Ausprägung des Grundwasserchemismus neben der Verdünnung überwiegend durch

Ionenaustauschprozesse bestimmt. Sie werden in Bereichen aktiver hydraulischer Beeinflussung, d. h. insbesondere im Umfeld von Brunnen beobachtet. Durch mehrfache Wechsel von salinärer Intrusion und Regeneration und der damit in Zusammenhang stehenden Erdalkalisierung und Alkalisierung befindet sich das Austauschgleichgewicht der Sedimentmatrix in einem labilen Gleichgewichtszustand. Das Na/Cl-Verhältnis dieser Wässer ist  $\approx 1,0$ . Für die Wässer gelten die Ionenbeziehungen:



Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Umfeld der Diagonalen, die den Magnesium-vom Sulfat-Typ trennt. Mit zunehmender NaCl-Konzentration nähern sich die Lagepunkte dem NaCl-Pol (vgl. Reclin 1997) (Abb. 4).

## 7. Der Übergangsbereich zwischen Salz- und Süßwässern

Zwischen den in den Grundwasserleitern verbreiteten Süßwässern und den intrusiv eingedrungenen salinaren Wässern existiert kein scharf abgrenzbarer Kontaktbereich. Vielmehr kommt es durch Mischungs- und Diffusionsprozesse in Abhängigkeit vom Konzentrationsgefälle, der Austauschkapazität der GWL-Matrix sowie der lithologischen Charakteristik des Grundwasserleiters zur Ausbildung eines mehr oder weniger mächtigen Übergangsbereiches. In diesem sind salinar beeinflusste Süßwässer anzutreffen, die in Abhängigkeit von den ursächlich dort verbreiteten Süßwässern spezifische genetische Grundwasserklassen bilden.

### 7.1 Salinar beeinflusste Wässer

sind ihrem Chemismus nach Süßwässer, welche die in süßwasserführende Grundwasserleiter eingedrungenen salinaren Wässer aureolenartig umgeben bzw. ausgehend von salinaren Wässern Fahnen bilden. Ihre Chlorid- und Sulfat-Konzentrationen liegen unterhalb der jeweiligen Grenzwerte der Trinkwasserverordnung, aber über dem geogenen Background der Süßwässer. Die Formierung des Grundwasserchemismus ist auf Verdünnungs- und Diffusionsprozesse im Grenzbereich von geringmineralisierten Süßwässern und hochmineralisierten Salzwässern zurückzuführen.

Die salinare Beeinflussung zeigt sich, in Abhängigkeit vom Charakter der intrusiv eingedrungenen salinaren Wässer, in erhöhten Chlorid- und /oder Sulfat-Konzentrationen. Nach dem derzeitigen Kenntnisstand übersteigt die Summe der in der Lösung befindlichen Natrium- und Kaliumchloride dabei 15 % des Gesamtsalzgehaltes. Als wichtigste können die nachfolgend aufgeführten Geneseklassen unterschieden werden (Abb. 5):

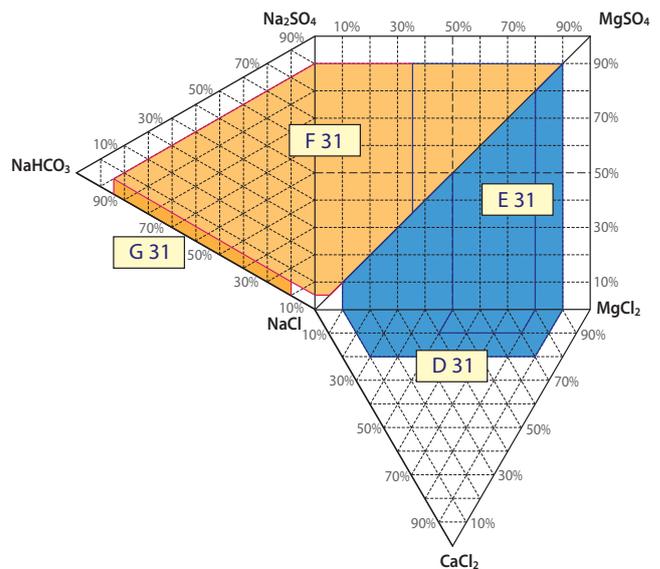


Abb. 5: Lagepunktbereiche der Geneseklassen salinar beeinflusster Wässer im VALJAŠKO-Diagramm

Fig. 5: Point of position of geogenic classification of salinar influenced waters inside the VALJAŠKO-diagram

### 7.1.2 Salinar beeinflusste statische Grundwässer (G 31)

sind Grundwässer, die im Übergangsbereich zwischen statischen Süßwässern und Chlorid-betonten salinaren Wässern angetroffen werden. Im Genesediagramm befinden sich die Lagepunkte dieser Wässer im Feld der Natrium-Typen (vgl. RECHLIN 1997). Mit zunehmender NaCl-Konzentration verschiebt sich der Lagepunkt in Richtung des NaCl-Poles.

### 7.1.3 Salinar beeinflusste alte Neubildungswässer (F 31)

sind Grundwässer, die für den Übergangsbereich von alten Neubildungswässern und Chlorid-betonten salinaren Wässern charakteristisch sind. Daneben entstehen sie aber auch als Mischreihe von statischen Süßwässern und sulfatführenden salinaren Wässern. Im Genesediagramm befinden sich ihre Lagepunkte in Abhängigkeit von der Sulfat-Konzentration in den Feldern der Natrium- und Sulfat-Typen (vgl. RECHLIN 1997). Mit wachsender NaCl-Konzentration erfolgt eine Annäherung an den NaCl-Pol.

### 7.1.4 Salinar beeinflusste gealterte Neubildungswässer (E 31)

sind Grundwässer des Übergangsbereiches von gealterten Neubildungswässern und Chlorid-betonten salinaren Wässern. Der Grundwasserchemismus wird einerseits durch Mischungs- und Verdünnungsprozesse, andererseits durch Kationenaustauschreaktionen geprägt. Im Ergebnis einer Erdalkalisierung beim Zutritt NaCl-betonter salinärer Wässer erfolgt eine Anreicherung der Grundwässer mit

Ca<sup>2+</sup>- und Mg<sup>2+</sup>-Ionen. Die Lagepunkte der Wässer dieses Genesetyps befinden sich im Genesediagramm deshalb in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen (vgl. RECHLIN 1997).

Die Wässer dieser Genese Klasse unterscheiden sich von denen der nachfolgend beschriebenen Klasse D 31 durch die geringeren Sulfatkonzentrationen. Die komplexen Standortverhältnisse sind bei der Interpretation der Genesetypen unbedingt zu berücksichtigen.

### 7.1.5 Salinar beeinflusste junge Neubildungswässer (D 31)

sind Grundwässer, die im Übergangsbereich zwischen jungen Neubildungswässern und Chlorid-betonten salinaren Wässern angetroffen werden. Neben der Mischung und Verdünnung der Grundwässer der unterschiedlichen Grundwasser-Genese Klassen erfolgen Kationenaustauschreaktionen, die den Grundwasserchemismus maßgeblich prägen. In den oberflächennahen pleistozänen Grundwasserleitern sind die Austauschplätze vornehmlich mit Erdalkali-Ionen besetzt. Bei Zufuhr zusätzlicher salzwasserbürtiger Alkali-Ionen erfolgt im Ergebnis der sich vollziehenden Erdalkalisierung eine Anreicherung der Grundwässer mit Ca<sup>2+</sup>- und Mg<sup>2+</sup>-Ionen. Die Lagepunkte der Wässer dieser Genese Klasse befinden sich im Genesediagramm deshalb in den Feldern der Magnesium- und Chlorid-Typen (vgl. RECHLIN 1997).

Ihre Chlorid- und Sulfatkonzentrationen werden durch atmosphärische Deposition, geogene und anthropogene Stoffeinträge bzw. salinare Ablaugung beeinflusst. Erkenntnisse dazu liefert RECHLIN (2000). Die Zuordnung der Genese Klasse muss deshalb unter Berücksichtigung der komplexen Umfeldbedingungen getroffen werden. Aufgrund der Vielzahl der Einflussfaktoren auf die Chlorid- und Sulfatkonzentrationen können genetische Fehlinterpretationen nicht vollständig ausgeschlossen werden.

## 8. Erscheinungsformen geogener salinärer Wässer

Die praktische Bedeutung der oben beschriebenen Genese Klassen wird bei der Beurteilung von Vorkommen der Binnenversalzung deutlich. Häufig steht nur eine begrenzte Anzahl von Aufschlüssen zur Verfügung oder es ist einzuschätzen, ob der Nachweis einer erhöhten Chloridkonzentration in einer Wasserfassung eine potentielle Gefährdung für die Trinkwasserversorgung darstellt. Die Zuordnung der Wässer zu Genese Klassen gestattet dabei eine konzentrationsunabhängige Bewertung des Grundwasserchemismus. Auf der Grundlage der Kenntnis der Abfolge der sich bei einer Intrusion salinärer Wässer in süßwasserführende Grundwasserleiter ausbildenden Genese Klassen ist es möglich, Prognosen hinsichtlich der Verbreitung und Entwicklungsrichtung der hydrogeochemisch-genetischen Verhältnisse dieser Grundwässer zu erstellen.

In Abhängigkeit von den geologischen und hydrodynamischen Standortbedingungen sowie der Ausgangskonzentration der salinaren Wässer können bei den salinaren Intrusionen die unten beschriebenen Salzwasserkörper mit ihrem jeweils spezifischem Bauplan unterschieden werden:

### 8.1 Salzwasserströme

sind Bereiche innerhalb der süßwasserführenden Grundwasserleiter, in denen sich hochkonzentrierte salinare Wässer unter Wirkung der Schwerkraft und der hydrogeologisch-/hydrodynamischen Standortverhältnisse bewegen. Die Salzwasserströme haben ihren Ausgangspunkt an den für den Salzwasseraufstieg prädestinierten geologischen Strukturen (Randbereiche pleistozäner Rinnen, tektonische Störungszonen). Das Druckpotential der intrudierenden salinaren Wässer und ihr Volumen sind so groß, dass sie, nicht zuletzt auch durch ihre Dichte bedingt, mehr oder weniger scharf abgrenzbare Salzwasserkörper bilden. Die Salzwasserströme bewegen sich, dem Schwerkraftgesetz gehorchend, an der Sohle des Grundwasserleiters in Strömungsrichtung, bei hochkonzentrierten Solen mit hoher Dichte lokal auch entgegengesetzt der Strömungsrichtung des Grundwassers.

Die Salzwasserströme sind durch einen zonalen Aufbau gekennzeichnet. Im Kernbereich sind die am höchsten mineralisierten salinaren Wässer konzentriert. In Abhängigkeit von der ursprünglichen Genese sind diese Wässer den Klassen I 311, I 313 und I 32 zuzuordnen. Daran schließen sich salinare Regenerationswässer der Klasse I 33 an. Im Ergebnis von Diffusionsprozessen folgen danach nach außen hin salinar beeinflusste Wässer der Klassen G 31 und F 31. An diese schließen sich bei Verbreitung jüngerer Neubildungswässer in den Grundwasserleitern, in Abhängigkeit von der Genese Klasse der Süßwässer, salinar beeinflusste junge und gealterte Neubildungswässer der Klassen E 31 und D 31 an, denen die unbeeinflussten Süßwässer folgen. Die Abb. 6 zeigt die Zonalität der Genesetypen eines Salzwasserstromes, der sich in einem unbedeckten Grundwasserleiter bewegt. Derartige Salzwasserströme sind aus den mächtigen unbedeckten Grundwasserleitern des Berliner Urstromtals bekannt. Ein Beispiel aus dem Raum Müllrose wird in HERMSDORF & HOTZAN (2006) beschrieben.

### 8.2 Salzwasserfahnen

sind diejenigen Bereiche der süßwasserführenden Grundwasserleiter, in denen sich schwach mineralisierte salinare Wässer und salinar beeinflusste Wässer in Abhängigkeit von den hydrogeologisch-/hydrodynamischen Standortverhältnissen bewegen. Die Salzwasserfahnen können ihren Ausgangspunkt an den Randbereichen pleistozäner Rinnenstrukturen bzw. an tektonischen Störungszonen, aber auch an Hochlagen evaporitführender Sedimente

haben. Das Druckpotential der intrudierenden salinaren Wässer bzw. ihr Volumen reichen jedoch nicht aus, um einen scharf abgegrenzten Salzwasserkörper zu bilden, der sich an der Sohle des Grundwasserleiters bewegt. Im Ergebnis von Mischung und Verdünnung bilden sich Fahnen. Diese bewegen sich stets in Strömungsrichtung des Grundwassers, wobei die Transportrate von den Durchlässigkeitskoeffizienten der Sedimentmatrix bestimmt wird. Das bedeutet, dass innerhalb eines Grundwasserleiters in den besser durchlässigen Bereichen andere Geneseklassen angetroffen werden können, als in den weniger durchlässigen Bereichen.

In Analogie zu den Salzwasserströmen sind auch die Salzwasserfahnen zonal gegliedert. An der Wurzel sind die am höchsten mineralisierten salinaren Wässer konzentriert. Am häufigsten sind diese Wässer den Typen I 313 und I 32 zuzuordnen. Daran schließt sich ein geringmächtiger Mischwassersaum an, in dem Mischtypen aus Neubildungs- und Regenerationswässern konzentriert sind. Danach folgen, in Abhängigkeit von den Geneseklassen der im Grundwasserleiter verbreiteten Süßwässer, salinar beeinflusste Süßwässer der Klassen G 31, F 31, E 31 und D 31. Diese werden von den unbeeinflussten Süßwässern umgeben. Die Abb. 7 zeigt ein Beispiel für die Zonalität der Genesetypen einer Salzwasserfahne, die sich in einem unbedeckten Grundwasserleiter ausbreitet. Salzwasserfahnen sind ebenfalls in den unbedeckten Grundwasserleitern des Berliner Urstromtals anzutreffen.

### 8.3 Aussüßungszonen

sind großflächige Salzwasserkörper, die sich in den Topbereichen von Antiklinalstrukturen mit hohem Anschnittniveau am Kontakt von salz- und süßwasserführenden Aquiferen ausbilden können. Häufig verlaufen in diesen Bereichen Grundwasserscheiden, d. h., es dominieren hier speisende hydrodynamische Verhältnisse mit einem abwärts gerichteten Gradienten. Der Zutritt von Neubildungswässern bis in das Niveau der salzwasserführenden Aquifere wird durch das erosionsbedingte Fehlen von Grundwasserhemmern ermöglicht. Mit wachsender Entfernung von der Grundwasserscheide ist unter aktiven hydrodynamischen Bedingungen die Ausbildung von Salzwasserfahnen möglich.

Der Zutritt der Süßwässer bewirkt im salzwasserführenden Aquifer eine Aufsüßung mit Ausbildung spezifischer Geneseklassen, die zonal angeordnet sind. Bei den salinaren Wässern handelt es sich in erster Linie um Wässer der Klassen H 311 und H 32. Daran schließen sich salinare Regenerationswässer der Klasse H 33 an, denen die salinar beeinflussten Wässer der Klassen G 31 bzw. F 31 folgen. Die Süßwässer werden in Abhängigkeit von der Verweilzeit im Grundwasserleiter den Klassen G 11 bzw. F 11 zugeordnet. Die Abb. 8 zeigt die Zonalität der Genesetypen einer Aussüßungszone. Derartige Aussüßungszonen sind beispielsweise aus den hangenden pleistozänen Grundwasserleitern der Strukturen Buckow und Gramzow (vgl. HERMSDORF & HOTZAN 2006) bekannt.

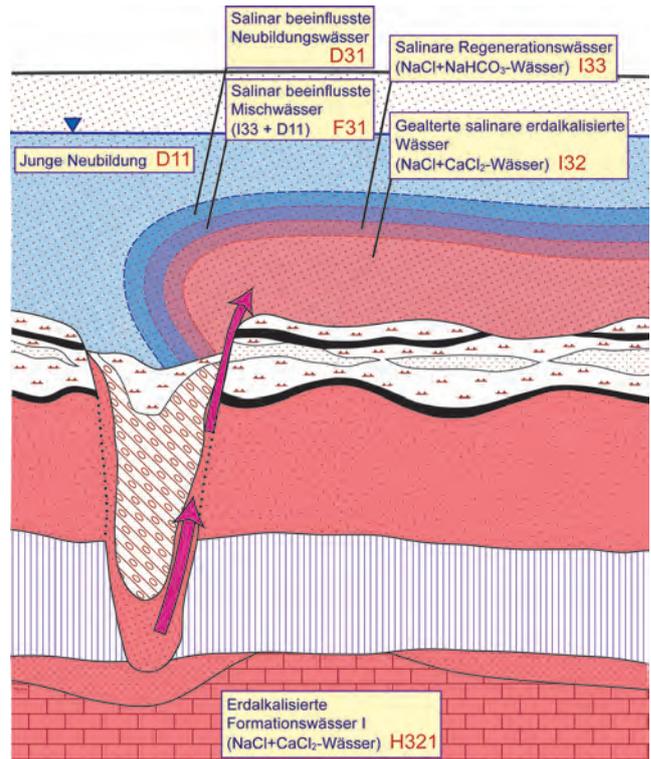


Abb. 6: Schematische Darstellung der Zonalität der Geneseklassen eines Salzwasserstromes im unbedeckten Grundwasserleiter

Fig. 6: Zoning of geogenic classification of a saltwaterflow inside an uncovered aquifer (schematically illustration)

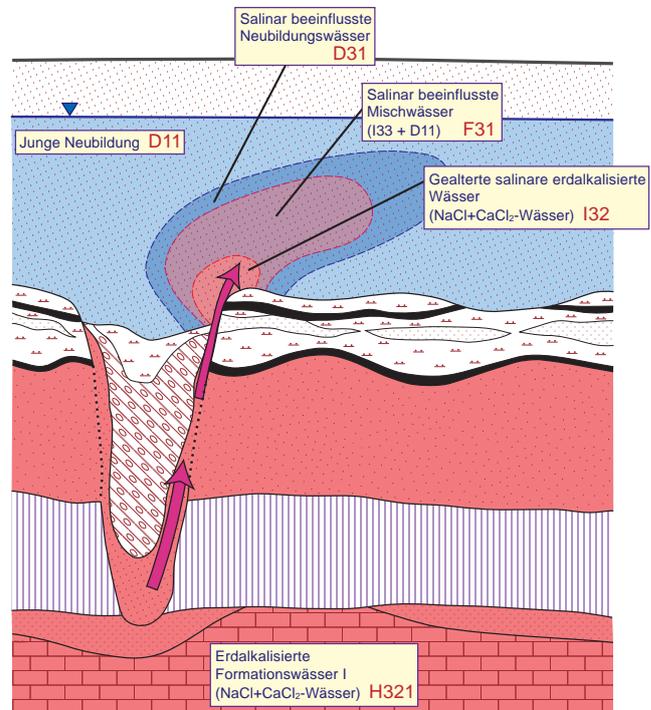


Abb. 7: Schematische Darstellung der Zonalität der Geneseklassen einer Salzwasserfahne im unbedeckten Grundwasserleiter

Fig. 7: Zoning of geogenic classification of a saltwatervane inside an uncovered aquifer (schematically illustration)

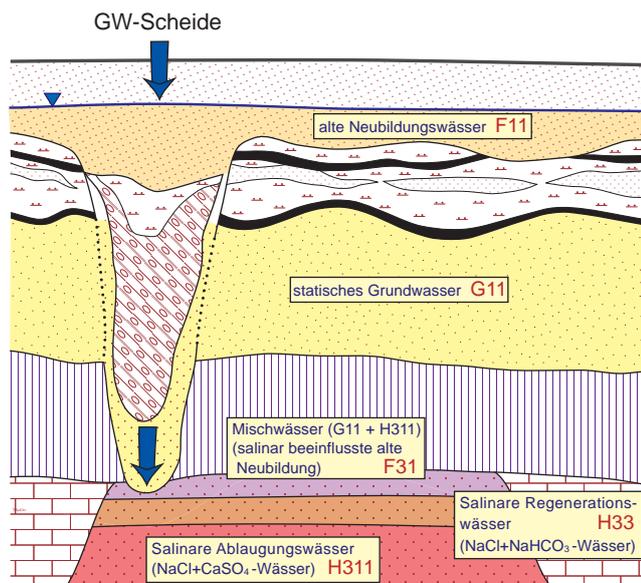


Abb. 8: Schematische Darstellung der Zonalität der Geneseklassen einer Aussüßungszone  
 Fig. 8: Zoning of geogenic classification of an area of fresh water intrusion into saltwater (schematically illustration)

### Zusammenfassung

Der Schwerpunkt dieses Beitrages liegt auf der Charakterisierung der Geneseklassen salinärer und salinar beeinflusster Wässer.

Daneben werden die geologisch-strukturellen sowie geohydraulischen Bedingungen für den Übertritt salinärer Wässer aus dem Salzwasser- in das Süßwasserstockwerk formuliert sowie Erscheinungsformen der Binnenversalzung beschrieben.

Die hydrogeochemisch-genetische Zuordnung von Analysen salinärer und salinar beeinflusster Wässer zu Geneseklassen ist eine Methode, Vorkommen salinärer Wässer der Binnenversalzung zu bewerten.

Sie erlaubt unter Berücksichtigung der geologisch-strukturellen sowie hydrodynamischen Standortssituation Rückschlüsse auf die Aufstiegs- und Migrationswege zu ziehen.

Zur Charakterisierung der genetischen Klassen werden sowohl die Lagepunkte der Grundwässer in hydrogeochemischen Diagrammen (hier VALJAŠKO-Diagramm, vgl. VALJAŠKO 1961), als auch die prozentualen Anteile der in der Lösung befindlichen hypothetischen Salze herangezogen.

Die Geneseklassen können die methodische Grundlage für eine hydrogeochemisch-genetische Kartierung der salinären und salinar beeinflussten Wässer in den Lockergestein-Grundwasserleitern Norddeutschlands bilden.

Dabei werden die punktuellen Informationen aus den Grundwasseraufschlüssen/Wasseranalysen in die Fläche extrapoliert.

### Summary

This paper is focused on characterization of geogenic classification of salinar and salinar influenced waters.

Furthermore the geologic-structural and geohydraulic conditions for transfer of salinar waters from saltwater into fresh water storey and the nature of inland water salinization are described.

The hydrogeochemical and genetical assessment of analysis carried out for salinar and salinar influenced waters by using geogenic classification is a method for characterization of salinar waters of inland water salinization.

This method allows conclusions concerning upconing and migration of salt water in consideration of the geological-structural and hydrodynamical situation.

The position of ground waters inside hydrogeochemical diagrams (VALJAŠKO-diagram, see VALJAŠKO 1961) as well as percental dues of dissolved hypothetical salts are using for characterization of geogenic classification.

The geogenic classification can be a methodical base for hydrogeochemic-genetical mapping of salinar and salinar influenced waters of pore water aquifers of Northern Germany.

In this way punctual information of measuring wells and water analysis are extrapolated into the area.

### Literatur

- GERSTENGABE, F.-W., BADECK, F., HATTERMANN, F., KRYSANOVA, V., LAHMER, W., LASCH, P., STOCK, M., SUCKOW, F., WECHSUNG, F. & P. C. WERNER (2003): PIK-Report Nr. 85 – Studie zur klimatischen Entwicklung im Land Brandenburg bis 2055 und deren Auswirkungen auf den Wasserhaushalt, die Forstwirtschaft- und Landwirtschaft sowie die Ableitung erster Perspektiven. - PIK-Studie, 96 S., Potsdam
- GRUBE, A., WICHMANN, K., HAHN, J. & K. H. NACHTIGALL (2000a): Geogene Grundwasserversalzung in den Porengrundwasserleitern Norddeutschlands und ihre Bedeutung für die Wasserwirtschaft. - Veröffentlichungen aus dem Technologiezentrum Wasser Karlsruhe **9**, 204 S., Karlsruhe
- GRUBE, A., HERMSDORF, A., LANG, M. J., RECHLIN, B., SCHNEIDER, W. & K. WICHMANN (2000b): Prognose des Salzwasseraufstiegs im pleistozänen Grundwasserleiterkomplex eines geplanten Wasserwerks im Land Brandenburg – Grundwassermodelle und hydrogeochemische Untersuchungen. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **7**, 1/2, S. 41-52, Kleinmachnow
- HERMSDORF, A. & G. HOTZAN (2006): Geogene Versalzung im Land Brandenburg – Grundlagen und Überwachung. - Vortrag zur Tagung „Entwicklung von Grundwasserüberwachungsprogrammen bei der Umsetzung der Europäischen Wasserrahmenrichtlinie“, Landeslehrstätte für Naturschutz und Landschaftspflege „Oderberge Lebus“

HERMSDORF, A. (2010): Überblick über die Grundwasserver-  
salzungen im Land Brandenburg und ihre Spezifikation  
für die Binnensalzstellen. - Naturschutz und Landschafts-  
pflege in Brandenburg **19**, 1/2), S. 9-15, Potsdam

HÖLTING, B. (1996): Hydrogeologie – Einführung in die All-  
gemeine und Angewandte Hydrogeologie. - 415 S., Stutt-  
gart (Ferdinand Enke Verlag)

LEHMANN, H.-W. (1974): Geochemie und Genesis der Tie-  
fenwässer der Nordostdeutschen Senke. - Zeitschrift für  
angewandte Geologie **20**, 11 u. 12, S. 502-509 u. 551-557,  
Berlin

MATTHES, G. (1994): Die Beschaffenheit des Grundwas-  
sers. - 499 S., Berlin, Stuttgart (Gebrüder Borntraeger)

RECHLIN, B. (1997): Zur Anwendung des Hydrogeochemi-  
schen Genesemodells der Wässer in den Grundwasser-  
leiterkomplexen des Landes Brandenburg (mittelbran-  
denburgischer Raum, Stand April 1997). - Brandenburg.  
geowiss. Beitr. **4**, 1, S. 67-71, Kleinmachnow

RECHLIN, B. (2000): Möglichkeiten der Identifizierung anthro-  
pogener Stoffeinträge mit Hilfe des „Hydrogeochemischen  
Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkom-  
plexen des Landes Brandenburg. - Tagungsband BTU Cott-  
bus, Teil 2, Aktuelle Reihe 4.2/2000, S.68-79, Cottbus

RECHLIN, B. (2008): Eine Methode zur konzentrationsunab-  
hängigen Früherkennung von Salzwasserintrusionen in  
süßwasserführende Grundwasserleiter und Oberflächen-  
gewässer. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **15**, 1/2, S. 57-  
68, Kleinmachnow, Cottbus

RECHLIN, B., HOFFKNECHT, A., SCHOLZ, H. & A. HELMS (2010):  
Genetische Bewertung von Analysen der Hydrosphäre. -  
Software GEBAH Vers. 1.1 LBGR/GCI, Cottbus, Königs-  
Wusterhausen

VALJAŠKO, M. G. (1961): Geochemie der Halokinese. - In:  
Sb. Tr. Geol. Fakult. Moskau, Izdat. Mosk. Univ. (russ.)

VOIGT, H.-J. (1972): Genese und Hydrogeochemie minerali-  
sierter Grundwässer. - WTI, **13**, Sonderheft 6, 150 S., Berlin

VOIGT, H.-J. (1990): Hydrogeochemie – Eine Einführung  
in die Beschaffenheitsentwicklung des Grundwassers. -  
310 S., Heidelberg, Berlin (Springer Verlag)

**Anschrift des Autors:**

Gerhard Hotzan  
Landesamt für Bergbau, Geologie  
und Rohstoffe  
Inselstr. 26  
03036 Cottbus  
gerhard.hotzan@lbgr.brandenburg.de

### Software GEBAH Vers. 1.1 am LBGR in Anwendung

Für die geochemisch-genetische Bewertung der Grundwasservorkommen im nord- und mitteldeutschen Lockergesteinsgebiet wurde beginnend im damaligen LGRB das „Genesemodell“ entwickelt (s. hierzu RECHLIN 1997), dessen Arbeiten im jetzigen LBGR fortgeführt wurden.

Seit Frühjahr diesen Jahres liegt die anwenderorientierte Software „GEBAH Vers. 1.1“ (RECHLIN et al. 2010) vor, die auf der Veröffentlichung von RECHLIN (2008) basiert und durch A. Hoffknecht von der Fa. GCI programmiert wurde. Dieses Programm erlangt besonders bei der Diagnostizierung von Anteilen salinärer Tiefenwässer in unseren wasserwirtschaftlich relevanten süßwasserführenden Grundwasserleitern, gerade auch vor dem Hintergrund der für Brandenburg prognostizierten Klimaveränderung, eine außerordentliche Bedeutung.

Bisher wird mit dieser Software nur im Dezernat Hydrogeologie des LBGR gearbeitet. Im Auftrag des LBGR erfolgt ein Vertrieb mit entsprechendem Wartungsvertrag über die

Fa. GCI, so dass diese Programmversion ab dem IV. Quartal 2010 von fachlich Interessierten (u. a. LUGV, Wasserversorger und Ingenieurbüros) erworben und genutzt werden kann. In der Praxis steht somit dann ein effektives Überwachungssystem bei der Bewirtschaftung unserer Grundwasserlagerstätten zur Verfügung.

RECHLIN, B. (1997): Zur Anwendung des Hydrogeochemischen Genesemodells der Wässer in den Grundwasserleiterkomplexen des Landes Brandenburg (mittelbrandenburgischer Raum, Stand April 1997). - Brandenburg. geowiss. Beitr. **1**, 1, S. 67-71, Kleinmachnow

RECHLIN, B. (2008): Eine Methode zur konzentrationsunabhängigen Früherkennung von Salzwasserintrusionen in süßwasserführende Grundwasserleiter und Oberflächengewässer. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **15**, 1/2, S. 57-68, Kleinmachnow, Cottbus

RECHLIN, B., HOFFKNECHT, A., SCHOLZ, H. & A. HELMS (2010): Genetische Bewertung von Analysen der Hydrosphäre. - Software GEBAH Vers. 1.1 LBGR/GCI, Cottbus, Königs Wusterhausen

Dietmar Brose

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 55-62	4 Abb., 2 Tab., 30 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-------------------------

## Das mehrphasige spätpleistozän/frühholozäne Bodenprofil Dühringsheide-NW im Braunkohlentagebau Jänschwalde (Niederlausitz)

**A multi-phase late Pleistocene/early Holocene palaeosol sequence within the dune complex of Dühringsheide-NW in the opencast pit Jänschwalde (Lower Lusatia)**

RONNY POPPSCHÖTZ, SIXTEN BUSSEMER, ALOJZY KOWALKOWSKI & BJÖRN MACHALETT

### 1. Einführung

Das Lausitzer Braunkohlenrevier und speziell der Tagebau Jänschwalde werden traditionell mit eindrucksvollen känozoischen Schichtenfolgen verbunden, welche für die Gliederung vor allem des mitteleuropäischen Mittelpleistozäns wertvolle Beiträge lieferten (u. a. NOWEL et al. 1994, LIPPSTREU et al. 1994, KÜHNER 2003, KÜHNER et al. 2008). Neuere landschaftsgenetische Forschungen erbrachten jedoch auch überregional wichtige Befunde für das Weichsel-Spätglazial, die von einiger Bedeutung für die Interpretation der nachfolgenden holozänen Entwicklung sind (vgl. BITTMANN & PASDA 1999, SCHLAAK 1999, ALVES 2001, POPPSCHÖTZ & STEINMANN 2001, POPPSCHÖTZ & STRAHL 2004, WOITHE 2003). Ein besonderes Archiv stellen dabei die Paläoböden dar, deren spätglaziale Vertreter im Nordostdeutschen Tiefland detailliert gegliedert und korreliert werden konnten (zuletzt KAISER et al. 2009, BUSSEMER, SCHLAAK & GÄRTNER 2009). Vor diesem Hintergrund rief das Profil Dühringsheide-NW durch seine markanten Schichtungsphänomene und die stark gegliederte Horizontfolge schon aus makroskopischer Sicht besondere Aufmerksamkeit hervor (vgl. POPPSCHÖTZ 2001). Diese ersten Beobachtungen wurden seitdem mit Hilfe von geochronometrischen Altersbestimmungen (<sup>14</sup>C-Datierung), Einzelkornuntersuchungen und chemischen Analysen weiter unterfüttert, welche in der nachfolgenden Studie diskutiert werden sollen.

Das Profil Dühringsheide-NW befindet sich etwa 2 km östlich der Ortslage Heinersbrück (Abb. 1), allerdings ist der Fundpunkt bereits im Jahr 2003 dem Braunkohlentagebau Jänschwalde komplett zum Opfer gefallen. Aus geomorphologischer Sicht liegt das Profil noch im Bereich des Nordrandes des weichselhochglazialen Glogau-Baruther-Urstromtals. Dieser wurde letztlich in einem Bogen glazifluviatil bis fluviatil ausgeräumt, was zur Anlage weiter Ebenen wie den Lasszinswiesen führte. Noch in der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit kam es in Teilbereichen, wie in der nachfolgend beschriebenen Dühringsheide (Abb. 1), zur äolischen Überformung mit Dünen. Als dominante Oberflächenböden dieser Standorte können Podsole und Braunerde-Podsole, weniger verbreitet auch Podsol-Braunerden,

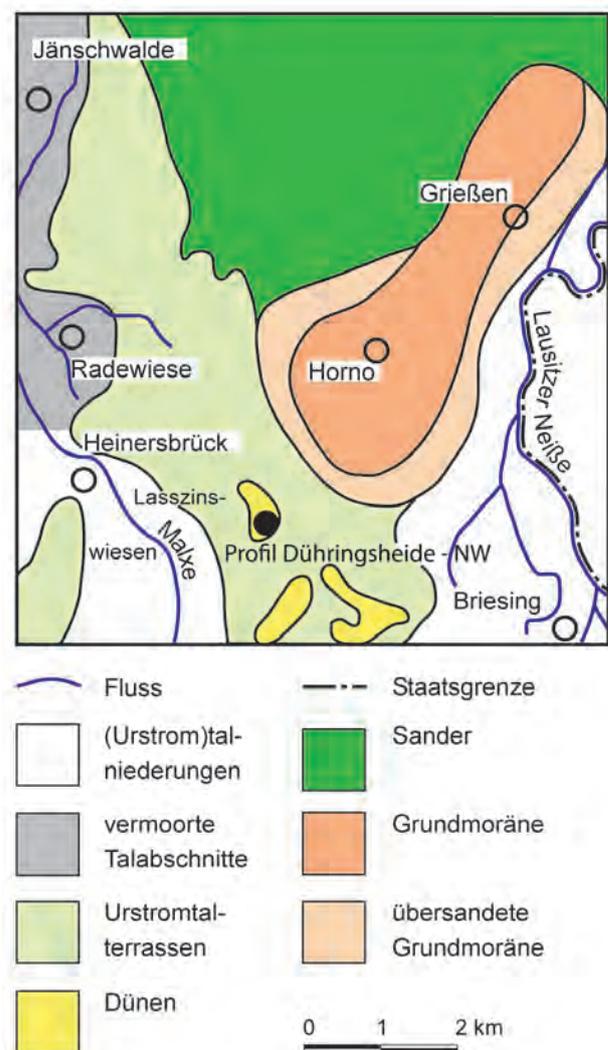


Abb. 1: Lage des Typusprofils Dühringsheide-NW im Glogau-Baruther Urstromtal (geomorphologische Einheiten in Anlehnung an Keilhack 1921)

Fig. 1: Location of the type soil profile Dühringsheide-NW within the glacial valley (Glogau-Baruther Urstromtal) (Captions of the geological-geomorphological units are based on Keilhack 1921)

Podsole und Podsol-Regosole gelten (Legendentyp Nr. 2 in BAURIEGEL et al. 2001).

## 2. Methoden

### 2.1 Makroskopische Profilaufnahme

Die makroskopischen Profilaufnahmen erfolgten nach AG BODEN (2005).

### 2.2 Bodenchemische Analytik

#### Korngrößenanalyse des Feinbodens

- kombiniertes Sieb- und Sedimentationsverfahren nach BARSCH, BILLWITZ & SCHOLZ (1984).

#### pH-Wert

- elektrometrisch in einer 0,01M Kalziumchlorid-Lösung.

#### Organischer Kohlenstoff (C) und Stickstoff (N)

- C/N-Analyser LECO 2000 in %.

#### Kationenaustauschkapazität (KAK) und Basensättigung (BS)

- T-, H- und S-Wert nach Kappen in mval/100g (BARSCH, BILLWITZ & SCHOLZ 1984).
- V-Wert als Maß der Basensättigung in %.

#### Dithionitlösliches Eisen ( $Fe_d$ )

- nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR (1995) in ppm.

#### Oxalatlösliches Eisen ( $Fe_o$ )

- nach SCHLICHTING, BLUME & STAHR (1995) in ppm. In den Proben 1-6 lagen die Oxalatgehalte unterhalb der Nachweiskgrenze (vgl. Tab. 1).

#### Aktivitätsgrad des freien Eisens $Fe_o / Fe_d$

### 2.3 Kornoberflächen

Einzelkornanalysen an Quarzen der 0,6-0,8 mm-Fraktion wurden zur Erfassung der Kornform am KRYGOWSKI-Graniformameter (KRYGOWSKI 1964) und zur Beurteilung der Kornoberfläche unter dem Rasterelektronenmikroskop IS11 35-JEOL durchgeführt (KOWALKOWSKI 2002). Die Auswertung erfolgte u. a. nach dem Quarzsandatlas von KRINSLEY & DOORNKAMP (1973), wobei umfassende und anschauliche Illustrationen mit Beispielen für das Tieflandsquartär bei KOWALKOWSKI (1989, 1995) dokumentiert wurden.

### 2.4 Geochronometrische Altersbestimmungen

Die absoluten Altersbestimmungen mittels  $^{14}C$ -Methode erfolgten in Hannover am Leibniz Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), Abteilung Geochronologie und Iso-

Probe	Farbe	Kornfraktionen [%]								KAK [mval/100g]			pH-Wert		Eisen [ppm]			%	
		T	fU	mU	gU	fS	mS	gS	H	S	T	V	CaCl2	H2O	Fed	Feo	Feo/Fed	N	C
1	10YR7/3	0,69	0,05	0,29	0,57	46,7	43,2	8,6	1,0	4,2	5,2	80,8	4,40	5,66	113			0,00	0,15
2	10YR6/4	0,51	0,03	0,74	0,40	49,2	44,5	4,7	1,2	4,0	5,2	76,9	4,36	5,01	122			0,02	0,25
3	10YR6/6	0,91	0,18	0,05	0,57	36,1	47,6	14,3	1,8	3,8	5,6	67,9	4,34	4,55	385			0,01	0,26
4	10YR7/4	1,08	0,40	0,73	0,40	56,0	39,9	1,6	1,6	4,0	5,6	71,4	4,07	4,48	179			0,01	0,25
5	10YR6/4	0,91	0,41	1,16	0,40	62,9	33,0	1,3	1,2	3,8	5,0	76,0	4,26	4,37	215			0,01	0,20
6	10YR7/6	0,80	0,15	0,69	0,51	70,0	27,7	0,0	1,6	2,4	4,0	60,0	4,35	4,58	171			0,01	0,11
7	10YR7/6	0,73	0,09	0,32	0,57	66,1	31,7	0,6	1,6	2,6	4,2	61,9	4,38	4,49	510	125	0,25	0,01	0,11
8	10YR6/8	1,25	0,09	0,66	0,40	55,0	40,5	2,2	1,4	4,0	5,4	74,1	4,30	4,35	1965	487	0,25	0,03	0,15
9	10YR6/6	1,31	0,31	0,62	0,35	54,6	40,1	2,6	2,0	4,2	6,2	67,7	4,20	4,35	1913	520	0,27	0,04	0,17
10	10YR6/6	0,89	0,34	0,60	0,40	51,0	44,1	2,6	2,4	3,6	6,0	60,0	4,28	4,22	1030	815	0,79	0,01	0,31
11	10YR6/8	1,08	0,34	1,19	0,40	52,4	42,2	2,2	5,0	3,2	8,2	39,0	4,22	4,11	3979	4017	1,01	0,01	0,41
12	10YR7/2	0,36	0,21	0,68	0,57	50,9	44,5	2,7	0,8	3,4	4,2	81,0	4,44	4,97	208	94	0,45	0,01	0,17
13	10YR6/1	0,61	0,81	0,10	0,40	54,5	40,9	2,5	1,6	4,0	5,6	71,4	4,10	4,94	385	293	0,76	0,03	0,36

Tab. 1: Analytik der begrabenen Böden in Profil Dühringsheide-NW (zur Zuordnung der Probennummern vgl. Abb. 3)

Tab. 1: Results of laboratory analysis of the palaeosol soils within the sequence Dühringsheide-NW (for allocation of sample IDs see fig. 3)

topenhydrologie. Für die Aufbereitung und Messung der Proben danken die Autoren vor allem für die Unterstützung durch Petra Posimowski, Gudrun Drewes und Dr. Robert van Geldern. Alle gemessenen konventionellen  $^{14}\text{C}$ -Alter wurden nach FAIRBANKS et al. (2005) unter Hinzuziehung des Programms Fairbanks 0107 (<http://www.radiocarbon.LDEO.columbia.edu/>) in kalibrierte Kalenderalter umgerechnet.

### 3. Untersuchungsergebnisse

#### 3.1 Testareal Lasszinswiesen

In der ausgehenden Weichsel-Kaltzeit war das Niederungsgebiet der Lasszinswiesen vermutlich Überflutungsebene für die vom Lausitzer Grenzwall kommenden Flüsse wie Spree, Malxe und Neiße, da deren distale Schwemmfächerbereiche bis in dieses Gebiet reichten. Des Weiteren wurden aber auch periglaziale Ablationssedimente bzw. hill wash von der saalekaltzeitlich angelegten Hornoer Hochfläche im Nordosten abgelagert (vgl. Abb. 1). Typische Ablagerungen dieser Entwicklungsphase sind quarzreiche Sande mit Schluffeinschlaltungen. Es ist zu vermuten, dass bereits in dieser Phase erste äolische Prozesse im Gebiet wirksam waren, welche letztendlich zu den markanten Dünenzügen der Dühringsheide führten. Nach PASDA (2002) wurde diese Landschaft jedoch spätestens ab der Älteren Tundrenzeit verstärkt durch Flug-sandaktivitäten beeinflusst. Begrabene Böden sind an zahlreichen, den der Hauptwindrichtung abgewandten Ostnordost exponierten Leehängen der Dünen typisch und dokumentieren gleichzeitig die Mehrphasigkeit der Dünenentwicklung. Häufig treten dabei begrabene Verwitterungszonen mit Pod-soltendenz auf, welche den Oberflächenböden auf reifen Dünenstandorten ähneln. Andererseits fiel jedoch auch eine makroskopisch als Braunhorizont einzuordnende Bildung mehrfach auf. Das hier vorgestellte mehrphasige Bodenprofil (Abb. 2) vereint die genannten Besonderheiten und wurde deshalb zur analytischen Detailbearbeitung ausgewählt. Die Entnahmepunkte der Proben sind Abb. 3 zu entnehmen.

#### 3.2 Aufbau des Typusprofils Dühringsheide-NW

Das Profil Dühringsheide-NW wurde im nordwestlichen Teil des gleichnamigen Dünenareals aufgeschlossen, welches ursprünglich dicht bewaldet war (vgl. Abb. 1). Das Bodenprofil lag im unteren bis mittleren Hangabschnitt der Leeseite eines unstrukturierten Dünenkörpers. Im Liegenden des Profils befinden sich die oben beschriebenen quarzreichen Sande mit dünnen Schluffbändern. Diese Sedimente weisen eine überprägte horizontale Schichtung mit diffusen Schichtgrenzen im sandigen Substrat und scharfen Schichtgrenzen zwischen Sand und Schluff auf. Dunkler erscheinende, feinste Feinsandlagen von einigen Millimetern bis Zentimetern Mächtigkeit waren in ihrer Schichtmächtigkeit nicht einheitlich und gingen in unregelmäßigen Wellenlinien mit geringer Amplitude auf und ab. Ein deutlicher Hinweis auf ein periglaziales Ablagerungsmilieu sind die im sandigen Substrat



Abb. 2: Übersichtsfoto des Typusprofils Dühringsheide-NW mit den markanten Verwitterungshorizonten (Bildmitte) im Tagebauaufschluss Jänschwalde

Fig. 2: Overview of the type soil profile Dühringsheide-NW containing the distinct weathered horizons (centre) in the opencast pit Jänschwalde

regelmäßig auftretenden Frostspalten. Insgesamt dürfte es sich bei dieser flächenhaften Erscheinung um typische Sedimente der oben beschriebenen Überflutungsebene handeln, welche von den periglazialen Ablationssedimenten der Hornoer Hochfläche sowie von Schwemmfächerschüttungen von Spree und Malxe aufgebaut wird.

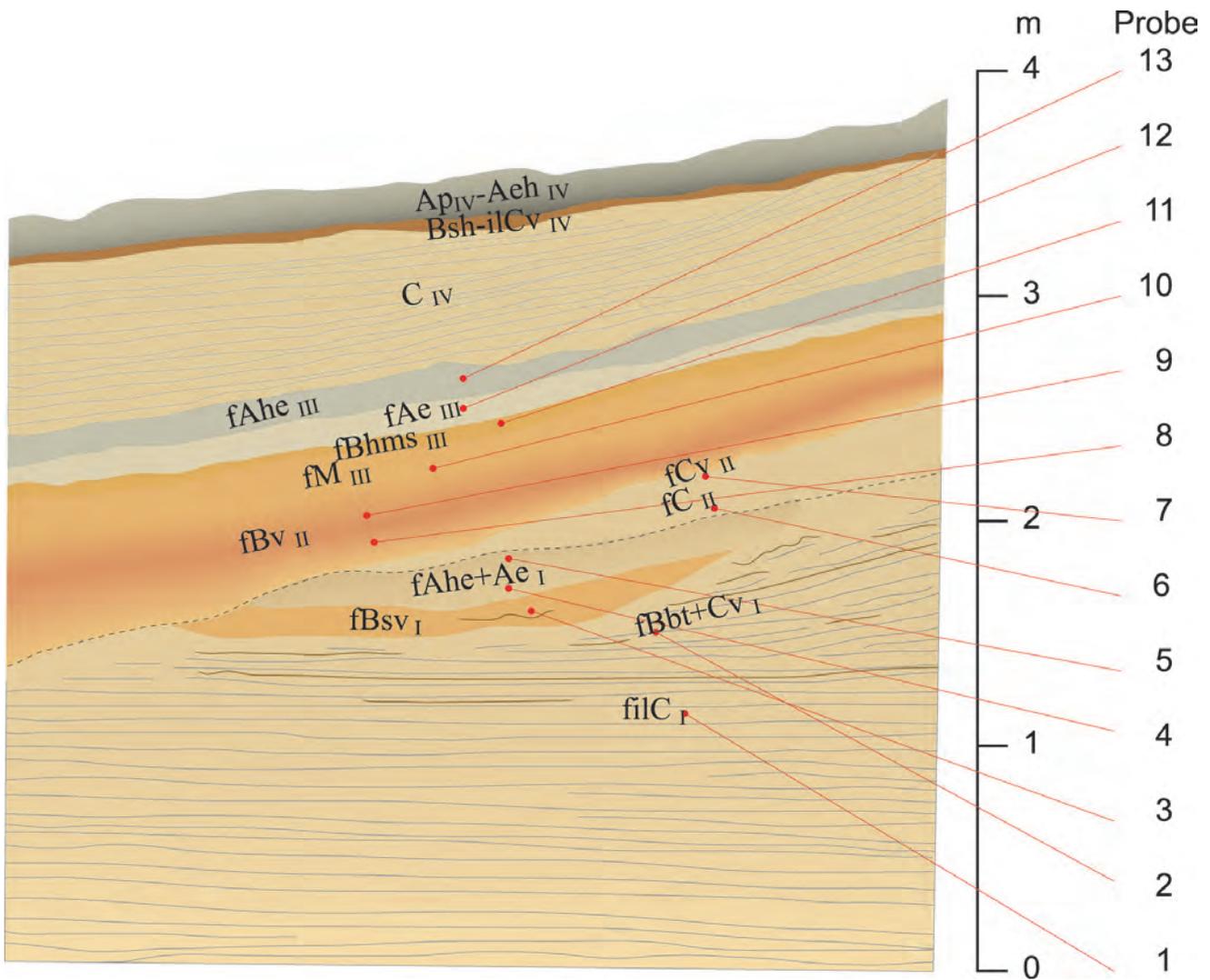


Abb. 3: Horizontabfolge und Probenentnahmepunkte im Bereich der begrabenen Paläoböden von Dühringsheide-NW (nach AG Boden 2005). Die Altersabfolge wurde mit nachgestellten römischen Ziffern nummeriert.

Fig. 3: Soil and palaeosol horizons and sampling points within the palaeosol sequence of Dühringsheide-NW (based on AG Boden 2005). The chronology is indicated by Roman numerals.

Darüber folgen braungrau gefärbte, quarzreiche Sande in horizontaler Schichtung, während die für das Liegende charakteristischen Schluffbänder nicht mehr beobachtet werden konnten. Fein- und Mittelsande dominieren das Körnungsspektrum (Proben 1 und 2 in Tab. 1). Jedoch zeigen die Korngrößenanalysen auch noch sichtliche Grobsandanteile an, die teilweise makroskopisch erkennbare Linsen im Profil bildeten. Eine deutlich wahrnehmbare, jedoch unvollständige Schichtung kam zum Teil erst nach fortgeschrittener Abtrocknung der Profilwand zum Vorschein. In der Gesamtheit wirkt das Sedimentpaket in der Korngröße homogener als die vorausgegangene Einheit, wobei auch schon millimeterdünne Braunbänder als Vorboten der oberhalb einsetzenden Paläoböden auffielen (fBbt+Cv<sub>I</sub> über filC-Horizont).

Diese beginnen mit einer rotstichigen hellgelbbraunen Zone mit zungenförmigen Ausbuchtungen an der Obergrenze, welche schwach durchwurzelt war und ein Kittgefüge aufwies (fBsv<sub>I</sub>). Ihre Gehalte an dithionitlöslichem Eisen (Probe 3)

stiegen gegenüber dem Ausgangssubstrat erheblich an, während die Basensättigung abfällt. Darüber folgt eine etwa 15 cm mächtige hellgelbgraue Zone mit deutlicher Anreicherung an Holzkohleflittern im oberen Drittel (fAhe<sub>I</sub>). Die Werte von Eisen und Basensättigung bewegen sich hier nun wieder gegensätzlich (Proben 4 und 5). Innerhalb des beschriebenen Abschnitts nehmen die Grobsandanteile zum Hangenden hin ab, wobei die Feinsandanteile ansteigen (vgl. Proben 4 und 5). Zwischen diesem im Ganzen als Nanopodsol mit Eisenanreicherung im fBsv<sub>I</sub>-Horizont bezeichneten Boden Nr. I und der nächsten Bodenentwicklung kam es zur Ablagerung von feinsandigem Material (Proben 6 und 7), welches im oberen Abschnitt schon deutliche Verwitterungsspuren aufweist (fCv<sub>II</sub>-Horizont). Eine Schichtung war nicht erkennbar; der Basisbereich enthielt Holzkohlenstaub. Ein kontinuierlicher Übergang leitet zur Hauptverwitterungszone von hellrötlichgelbbrauner bis hellrötlichbrauner Färbung über (Proben 8 und 9). Deren Ton-, KAK- und freien Eisengehalte steigen deut-

lich an, so dass es sich hier offenbar um einen Verbraunungshorizont ( $fB_{V_{II}}$ ) handelt. Der wichtige Indikator Aktivitätsgrad des Eisens liegt in dieser zweiten Bodengeneration mit Werten zwischen 0,25-0,27 im typischen Bereich für Oberflächen-Sandbraunerden des Tieflandes (BUSSEMER 1994).

Darüber folgt eine maximal 30 cm mächtige Zone, die farblich inhomogen ist. In seinen chemischen Eigenschaften ist dieser Horizont dem verbrauchten Horizont sehr nahestehend. Es handelt sich hierbei offenbar um äolisch umgelagertes  $fB_{V_{II}}$ -Material, wofür auch der relativ hohe Aktivitätsgrad des Eisens spricht. In diesem, in Anlehnung an Kolluvien vorerst als M-Horizont klassifizierten Material, entwickelte sich ein Podsol (Boden Nr. III), dessen Illuvialhorizont ( $fB_{Hms_{III}}$ ) deutliche Tendenzen zur Ortsteinbildung zeigt. Hier treten somit auch die absoluten Eisen- und Kohlenstoffmaxima (Probe 11) in den Gesamtkurven auf, wobei das Eisen sein podsoltypisches Aktivitätsgradsmaximum um 100% erreicht. Der zugehörige Auswaschungsbereich ( $fA_{e_{III}}$ -Horizont) ist stark gebleicht und weist dementsprechend auch die niedrigsten Gehalte an oxalatlöslichem Eisen in der Gesamtkurve auf (Probe 12). Der darüber folgende humose Bereich ist ebenfalls noch gebleicht ( $fA_{h_{III}}$ -Horizont). Der Wiederanstieg der Eisen- und KAK-Werte, vor allem aber der organischen Substanz (Probe 13) widerspiegelt sich in seiner etwas stärkeren grauen Färbung. Ein mächtiges Flugsandpaket überlagert die beschriebenen drei Verwitterungsböden, wobei der abschließende Oberflächenboden von einem durch Pflugfähigkeit überprägten Podsol-Regosol (Boden Nr. IV) gebildet wird.

### 3.3 Kornoberflächen

Über die Routineanalytik hinausgehende Einzelkornuntersuchungen, speziell an Quarzen, wurden von der polnischen

Schule permanent weiterentwickelt (detaillierte Darstellung u. a. bei KOWALKOWSKI 1995). Die Untersuchung von Einzelproben aus dem Profil Dühringsheide-NW (KOWALKOWSKI 2002) ergab im Mittel einen erstaunlich geringen Anteil gut gerundeter Körner des  $\gamma$ -Typs (8,3 %), während die mäßig gerundeten des  $\beta$ -Typs (43,1 %) bzw. die eckigen des  $\alpha$ -Typs (43,5 %) dominierten. Diese Werte sind jedoch prinzipiell vergleichbar mit der detailliert untersuchten Dünensequenz von Troszyn in NW-Polen (KOWALKOWSKI 1995). In der Tiefenfunktion lassen sich über das Gesamtprofil Dühringsheide-NW keine eindeutigen Tendenzen in der Entwicklung der Kornrundung erkennen.

Innerhalb der markanten Bodenhorizonte des oberen Profilabschnitts konnten jedoch auf den Kornoberflächen weitere Einzelphänomene herausgearbeitet werden. Über die gesamte Bodensequenz anhaltend sind Anzeichen kryohydrothormaler Delamination vorhanden. Mit der begrabenen Braunerde kommen dann sowohl V-ähnliche Ausbrüche infolge Windtransports als auch mikrokörnige Frostdesintegration hinzu. Mit dem hangenden Podsol setzen zusätzlich Merkmale chemischer Ätzung und Korrosion durch organische Säuren ein.

### 3.4 $^{14}C$ -Datierungen mit paläopedologischer Interpretation

Datierbares organisches Material wurde aus mehreren begrabenen Böden in Profilen der unmittelbaren Umgebung von Dühringsheide-NW (Tab. 2) gewonnen, wobei sich die jeweiligen Horizonte den entsprechenden Abschnitten im Typusprofil makroskopisch eindeutig zuordnen ließen. Die Numerierung der datierten Böden entspricht dabei dem oben befolgten Prinzip. Die resultierenden  $^{14}C$ -Datierungen ergänzen

Probe	$^{14}C$ Alter (Jahre v. h. $\pm 1\sigma$ )	Kalibriertes Kalenderalter (Jahre v.h. im Mittel $\pm 1\sigma$ )	$\delta^{13}C$ ‰	Bemerkung	Relative Lage zum Untersuchungsprofil
ROP 24	11370 $\pm$ 265	<b>13225 <math>\pm</math> 262</b>	-26,5	I-fA <sub>I</sub> Nanopodsol	200 m SW
ROP 06	11450 $\pm$ 290	<b>13303 <math>\pm</math> 286</b>	-26,6	I-fA <sub>I</sub> Nanopodsol	200 m SW
ROP 101	11280 $\pm$ 60	<b>13115 <math>\pm</math> 72</b>	-26,3	Schwach erkennbarer Nanopodsol	200 m W
ROP 13	10315 $\pm$ 370	<b>12046 <math>\pm</math> 568</b>	-26,1	II-fB <sub>II</sub> Braunerde	200 m SW
ROP 05	10300 $\pm$ 200	<b>12066 <math>\pm</math> 359</b>	-26,5	II-fB <sub>II</sub> Braunerde	70 m E
ROP 103	10590 $\pm$ 215	<b>12491 <math>\pm</math> 268</b>	-26,8	II-fB <sub>II</sub> Braunerde	Untersuchungsprofil
ROP 08b	9400 $\pm$ 130	<b>10637 <math>\pm</math> 198</b>	-25,3	III-fA <sub>IV</sub> Podsol	200 m SW
ROP 08a	9470 $\pm$ 90	<b>10733 <math>\pm</math> 156</b>	-25,2	III-fA <sub>III</sub> Podsol	200 m SW
ROP 21	1975 $\pm$ 115	<b>1924 <math>\pm</math> 136</b>	-25,9	IV-fA <sub>V</sub> Regosol	200 m SW
ROP 22	2150 $\pm$ 95	<b>2141 <math>\pm</math> 129</b>	-25,8	IV-fA <sub>V</sub> Regosol	200 m SW
ROP 14	2595 $\pm$ 90	<b>2711 <math>\pm</math> 101</b>	-26,0	IV-fA <sub>V</sub> Regosol	200 m SW

Tab. 2: Ergebnisse der Radiokohlenstoffdatierung aus dem Profil Dühringsheide-NW und seiner unmittelbaren Umgebung. Konventionelle  $^{14}C$ -Alter wurden nach Fairbanks et al. (2005) unter Hinzuziehung des Programms Fairbanks0107 (<http://www.radiocarbon.LDEO.columbia.edu/>) in kalibrierte Kalenderalter umgerechnet.

Tab. 2: Results of Radiocarbon dating from the soil profile Dühringsheide-NW and other proximal field sites. All dates were calibrated using the program at <http://www.radiocarbon.LDEO.columbia.edu/> as described in Fairbanks et al. (2005).

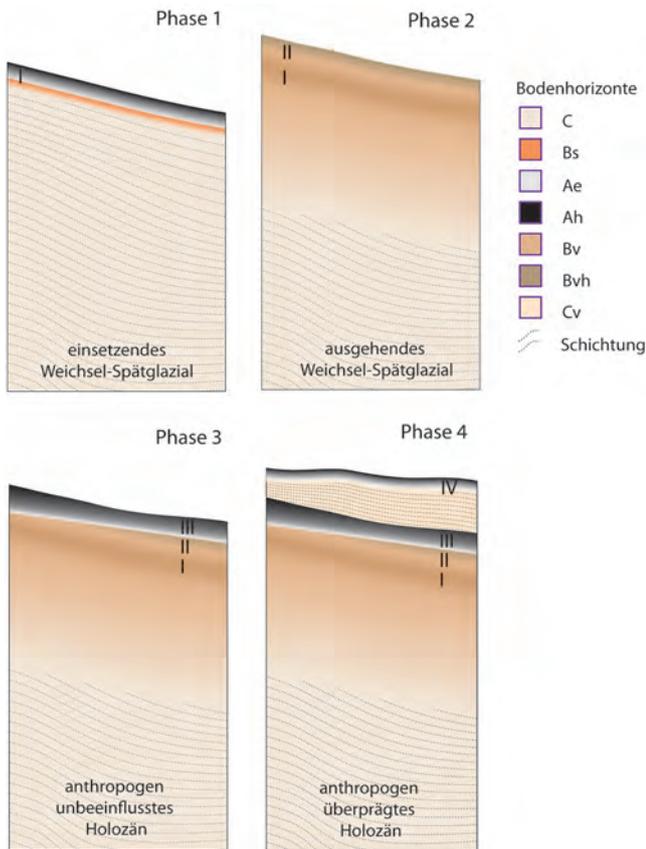


Abb. 4: *Generalisiertes Modell der Sediment- und Bodenentwicklung am Standort Dühringsheide-NW*  
 Fig. 4: *Simplified model of the sedimentation and pedogenesis in the territory of Dühringsheide-NW*

zen das makroskopisch und laboranalytisch gewonnene Bild vor allem im weichselspätglazialen Profilabschnitt plausibel. Deutlich hebt sich eine älteste Gruppe (ROP 24, ROP 06, ROP 101) im liegenden Nanopodsol (Boden I) ab, welche dem beginnenden Alleröd zuzuordnen ist (Phase 1 in Abb. 4). Die Datengruppe (ROP 13, ROP 05, ROP 103) aus der begrabenen Braunerde (Boden II) ist schon deutlich jünger und in den unteren Abschnitt der jüngeren Tundrenzeit zu stellen (Phase 2). Das korreliert gut mit den großräumig erhobenen Daten zum Alter der Paläoböden vom Usselo- und Finowtyp (KAISER et al. 2009). Die Proben ROP 08b und 08a aus dem im Hangenden anschließenden Podsol (Boden III) werden dem unmittelbaren Beginn des Holozäns zugeordnet, womit sie das spätglaziale Alter des liegenden Bodenkomplexes stützen. Der reife Podsol stellte in der langen Phase des anthropogen unbeeinflussten Holozäns offenbar die stabile Landoberfläche dar (Phase 3). Vermutlich wurde diese erst im Subatlantikum (Proben ROP 21, ROP 22, ROP 14) unter anthropogenem Einfluß zerstört. In den reaktivierten Flugsanden kam es dann nur noch zur Entwicklung eines Podsol-Regosols (Boden IV in Phase 4). Das Profil Dühringsheide-NW besitzt somit eine für die Verhältnisse des Jungmoränengebietes hohe paläopedologische Auflösung. Die unterschiedliche bodengenetische Grundtendenz der beiden weichselspätglazialen Bildun-

gen könnte in den strengen jungtundrenzeitlichen (Dauer-) Frostbedingungen zu suchen sein, welche bei der Braunerde zu kryogener Überprägung mit den oben beschriebenen Besonderheiten wie Frostdesintegration führte. Habituelle Unterschiede zum ebenfalls in der Niederlausitz nachgewiesenen klassischen Finowboden können derzeit noch nicht erklärt werden (FRIEDRICH et al. 2001, BUSSEMER, SCHLAAK & GÄRTNER 2009). Die eigene Rekonstruktion fügt sich jedoch zwanglos in die allgemeinen Modelle zur Braunerdegenese im Nordostdeutschen Tiefland von JÄGER & KOPP (1969) bzw. BUSSEMER (2007) ein. Im Gegensatz dazu erfolgte die Nanopodsolgenese offenbar vollständig unter interstadialen Bedingungen, was auch mit der Rekonstruktion von PASDA (2002) für den Tagebau Cottbus-Nord übereinstimmt. Im noch wärmeren Holozän kam es dann zur Entwicklung eines echten Podsols, welcher die Eigenschaften langfristig stabiler Dünenstandorte auf nährstoffarmen Sanden widerspiegelt.

### Zusammenfassung

Mit der Fallstudie Dühringsheide-NW wird die weichselspätglazial/holozäne Bodenentwicklung eines Niederlausitzer Dünenprofils exemplarisch beschrieben. Diese beginnt mit einem Nanopodsol aus dem frühen Alleröd, setzt sich über eine ebenfalls noch weichselspätglaziale Braunerde fort und wird im anthropogen noch unbeeinflussten (natürlichen) Abschnitt des Holozäns wieder von einem Podsol abgelöst. Mit Hilfe sedimentologischer und bodenkundlicher Detailuntersuchungen lassen sich die jeweiligen Milieubedingungen präzisieren. Auf diese Weise fügen sich die eigenen Untersuchungen plausibel in die vorliegenden lokalen und regionalen pedogenetischen Modelle ein.

### Summary

By example of the case study Dühringsheide-NW a succession of late Weichselian/Holocene pedogenesis within a dune complex located in Lower Lusatia is described. The representative sequence starts with a Nanopodsol in early Alleröd, followed by a dystric cambisol in the Younger Dryas and ends again with a podsol that characterizes the early Holocene unaffected by anthropogenic activity. Sedimentological and chemical soil analyses were conducted to further specify paleoenvironmental conditions. Results are strongly supportive of existing local and regional pedogenetic models.

### Literatur

- AG BODEN (2005): *Bodenkundliche Kartieranleitung*. - 438 S., Hannover
- ALVES, C. (2001): *10.000 Jahre auf einer Düne an den Laßzinswiesen bei Heinersbrück*. - *Arbeitsberichte Bodendenkmalpflege Brandenburg* **8**, S. 33-42, Calau

- BARSCHE, H., BILLWITZ, K. & E. SCHOLZ (1984): Labormethoden in der Physischen Geographie. - 160 S., Gotha
- BAURIEGEL, A., KÜHN, D., SCHMIDT, R., HERING, J. & J. HANNEMANN (2001): Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000. - LGRB, Kleinmachnow/Potsdam
- BITTMANN, F. & C. PASDA (1999): Die Entwicklung einer Düne während der letzten 12000 a – Untersuchungsergebnisse von Groß Lieskow (Stadt Cottbus) in der Niederlausitz. - Quartär **49/50**, S. 39-54, Saarbrücken
- BUSSEMER, S. (1994): Geomorphologische und bodenkundliche Untersuchungen an periglaziären Deckserien des Mittleren und Östlichen Barnim. - Berliner Geographische Arbeiten **80**, S. 1-145, Berlin
- BUSSEMER, S. (2007): Braunerden in subborealen und borealen Waldlandschaften (Fallstudien aus den Jungmoränengebieten Eurasiens). - Münchener Geogr. Abh. **A58**, S. 1-24, München
- BUSSEMER, S., SCHLAAK, N. & P. GÄRTNER (2009): Neue paläopedologische Befunde zu Habitus und Verbreitung des Finowbodens. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **21**, 1/2, S. 79-86, Cottbus
- FAIRBANKS, R. G., MORTLOCK, R. A., CHIU, T.-C., CAO, L., KAPLAN, A., GUILDERTSON, T. P., FAIRBANKS, T. W., BLOOM, A. L., GROOTES, P. M. & M.-J. NADEAU (2005): Radiocarbon calibration curve spanning 0 to 50,000 years BP based on paired <sup>230</sup>Th/<sup>234</sup>U/<sup>238</sup>U and <sup>14</sup>C dates on pristine corals. - Quaternary Science Reviews **24**, S. 1781-1796, Amsterdam
- FRIEDRICH, M., KNIPPING, M., VAN DER KROFT, P., RENNO, A., SCHMIDT, S., ULLRICH, O. & J. VOLLBRECHT (2001): Ein Wald am Ende der letzten Eiszeit. Untersuchungen zur Besiedlungs-, Landschafts- und Vegetationsentwicklung an einem verlandeten See im Tagebau Reichwalde, Niederschlesischer Oberlausitzkreis. - Arbeits- und Forschungsberichte zur sächsischen Bodendenkmalpflege **43**, S. 21-94, Dresden
- JÄGER, K.-D. & D. KOPP (1969): Zur archäologischen Aussage von Profilaufschlüssen norddeutscher Sandböden. - Ausgrabungen und Funde **14**, S. 111-120, Berlin
- KAISER, K., HILGERS, A., SCHLAAK, N., JANKOWSKI, M., KÜHN, P., BUSSEMER, S. & K. PRZEGIETKA (2009): Palaeopedological marker horizons in northern central Europe: characteristics of Lateglacial Usselo and Finow soils. - Boreas **38**, 591-609, Oslo
- KEILHACK, K. (1921): Geologische Karte der Provinz Brandenburg im Maßstab 1 : 500 000. - Preuß. Geol. L.A., Berlin
- KOWALKOWSKI, A. (1995): Chronosequence of holocene podzols on aeolian sands at Troszyn, NW Poland. - Quaternary Studies in Poland **13**, S. 31-41, Poznan
- KOWALKOWSKI, A. (1989): Genese der Braunerden und Schwarzerden nach Untersuchungen in der Mongolischen VR und in der VR Polen. - Petermanns Geogr. Mitt. **133**, S. 7-22, Gotha
- KOWALKOWSKI, A. (2002): Kornform- und Kornoberflächenuntersuchungen im Tagebau Jänschwalde. - Bericht, 15 S., Kielce (unveröff.)
- KRINSLEY, D. H. & J. C. DOORNKAMP (1973): Atlas of quartz sand surface texture. - 91 S., Cambridge (University Press)
- KRYGOWSKI, B. (1964): Graniformametrii mechaniczna. Teoria, zastosowania (Mechanische Graniformametrie, Theorie, Anwendung). - Pozn. Tow. Przyj. Nauk, Wyzd. Mat. Przyr. Prace Kom. Geogr.-Geol. **2**, 112 S., Poznan
- KÜHNER, R. (2003): Ausbildung und Gliederung des saalezeitlichen Sedimentkomplexes im Bereich der Hornorer Hochfläche. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **10**, 1/2, S. 111-121, Kleinmachnow
- KÜHNER, R., STRAHL, J., SÜSSMILCH, P. & H. U. THIEKE (2008): Lithologische und pollenanalytische Befunde aus dem saalefrühglazialen Fluviatilkomplex (Tranitzer Fluviatil) und dem Eem-Interglazial im Tagebau Jänschwalde, Südbrandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **15**, 1/2, S. 1-21, Kleinmachnow, Cottbus
- LIPPSTREU, L., HERMSDORF, N., SONNTAG, A., & H. U. THIEKE (1994): Zur Gliederung der quartären Sedimentabfolgen im Niederlausitzer Braunkohlentagebau Jänschwalde und in seinem Umfeld – Ein Beitrag zur Gliederung der Saale-Kaltzeit in Brandenburg. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **1**, S. 15-35, Kleinmachnow
- NOWEL, W., BÖNISCH, R., SCHNEIDER, W. & H. SCHULZE (1994): Geologie des Lausitzer Braunkohlenreviers. - 102 S., Senftenberg
- NOWEL, W. (1986): Geologische Geschichte der Merzdorfer Alpen. - Natur und Landschaft im Bezirk Cottbus **8**, S. 59-67, Cottbus
- PASDA, C. (2002): Geoarchäologische Beiträge zur spätquartären Landschaftsgeschichte des Baruther Urstromtals zwischen Cottbus und Forst. - Greifswalder Geogr. Arb. **26**, S. 193-196, Greifswald
- POPSCHÖTZ, R. (2001): Beobachtungen zur Dünenentwicklung östlich von Heinersbrück. - Arbeitsberichte Bodendenkmalpflege Brandenburg **8**, S. 55-64, Calau

POPPSCHÖTZ, R. & C. STEINMANN 2001: Fragestellungen zu bodenkundlichen und archäologischen Aspekten der jungpaläolithischen Düne Heinersbrück 45. - Veröff. Mus. Westlausitz **23**, S. 3-22, Kamenz

POPPSCHÖTZ, R. & J. STRAHL (2004): Fazies- und Pollenanalyse an einem weichselspätglazialen Flusslauf im „Oberen Spreeschwemmfächer“ bei Cottbus. - Berliner Geographische Arbeiten **96**, S. 69-88, Berlin

SCHLAAK, N. (1999): Geomorphologisch-bodenkundliche Untersuchungen in Vorfeldern des Tagebaus Jänschwalde. - Bericht Brandenburgisches Landesmuseum für Ur- und Frühgeschichte, Referat Braunkohle, 15 S., Potsdam (unveröff.)

SCHLICHTING, E., BLUME, H.-P. & K. STAHR (1995): Bodenkundliches Praktikum. - 295 S., Berlin, Wien

WOITHE, F. (2003): Untersuchungen zur postglazialen Landschaftsentwicklung in der Niederlausitz. - Dissertation Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, 151 S., Kiel (unveröff.)

**Anschrift der Autoren:**

Dipl.-Geogr. Ronny Poppschötz  
Beuth Hochschule für Technik Berlin  
FB III  
Luxemburger Straße 10  
13353 Berlin  
ropgeo@web.de

Prof. Dr. Sixten Bussemer  
Institut für Geographie und Geologie  
Ernst-Moritz-Universität Greifswald  
Friedrich-Ludwig-Jahn-Str. 17a  
17489 Greifswald  
sixten.bussemer@uni-greifswald.de

Prof. Dr. Alojzy Kowalkowski  
Department of Soil Geography and Nature Protection  
Pedagogical University  
Ul. M. Konopnickej 15  
25406 Kielce  
Poland

Dr. Björn Machalett  
Humboldt-Universität zu Berlin  
Geographisches Institut,  
Abteilung Klimatologie,  
Unter den Linden 6  
10099 Berlin

z. Z. Leverhulme Trust Visiting Fellow  
Institute of Geography and Earth Sciences  
Luminescence Laboratory  
Aberystwyth University U.K.  
b.machalett@nakula.de

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 63-73	7 Abb., 24 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	-----------------

## Der maximale Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises am Nordrand des Lausitzer Grenzwalls und des Flämings

### The maximum advance of the Weichselian Ice Sheet at the northern margin of Lusatian Wall and Fläming

OLAF JUSCHUS

#### 1. Einführung und Kenntnisstand

Die Frage nach dem südlichsten Vordringen des jüngsten, weichselzeitlichen Eises in Norddeutschland ist nahezu so alt wie die Inlandeistheorie selbst. Für den brandenburgischen Raum nahm KEILHACK (1898) noch einen Vorstoß des jüngsten, erst später als weichselzeitlich bezeichneten Inlandeises bis auf den südlichen Landrücken an. TIETZE (1917) vertrat aufgrund seiner Forschungen im Gebiet östlich der Lausitzer Neiße hingegen die Meinung, dass der maximale Eisrand während der letzten Eiszeit das Baruther Urstromtal nicht nach Süden überschritt. Andererseits verwies er erstmals auf einen Vorstoß des weichselzeitlichen Gletschers über die nördlich des Glogau-Baruther Urstromtals gelegenen Endmoränen hinaus nach Süden. Dieser Vorstoß wurde von ihm als Bartsch-Vorstoß bezeichnet. WUNDERLICH (1917) hingegen ging in seinen Anschauungen weitgehend mit denen von KEILHACK (1898) konform und verlegte den Südrand des weichselzeitlichen Vorstoßes weit auf den südlichen Landrücken. Die Arbeiten von GRIPP (1924) sowie von WOLDSTEDT (1925 und 1927) legten die Grundlage für die Aufgliederung der vergletscherten Gebiete in Jung- und Altmoränenlandschaften. Dementsprechend wurde der saalezeitlich geformte südliche Landrücken der Altmoränenlandschaft zugeordnet. Der maximale weichselzeitliche Eisvorstoß wird nach beiden Autoren von der Brandenburger Eisrandlage nördlich des Glogau-Baruther Urstromtals markiert. Eisvorstöße darüber hinaus wurden abgelehnt. HELPAK (1935) schloss zwar einen Vorstoß des weichselzeitlichen Eises bis in das Baruther Urstromtal aus, befürwortete aber, den Auffassungen von TIETZE (1917) entsprechend, einen maximalen Vorstoß über die Brandenburger Eisrandlage hinaus nach Süden. BEHRMANN (1949/50) hingegen setzte die Maximalausdehnung des weichselzeitlichen Eisschildes mit der Brandenburger Eisrandlage gleich. MARCINEK (1961) kartierte auf nahezu allen Sandern zwischen Neiße und Fiener Bruch Hohlformen südlich der Brandenburger Eisrandlage, die er als Formen austauenden Toteises deutete. Dafür ist ein Vorstoß des Eises über die Endmoränen hinaus nach Süden notwendig. Zwischen Baruth und

Luckenwalde sowie östlich von Lübben plädierte er des Weiteren für einen Vorstoß des weichselzeitlichen Eises bis weit in das Urstromtal hinein, wobei das Tal in beiden Gebieten nur eine lückenhafte Nordbegrenzung hat. Auf der Lieberoser Platte belegte LIEBETRAU (1971) einen Vorstoß über die Brandenburger Eisrandlage hinaus nach Süden. Dieses wird durch die Untersuchungen von BROSE & MARCINEK (1995) gestützt, die den Maximalvorstoß des Eises auf die späteren Sanderflächen legten. Für den Raum zwischen Unterspreewald und Nuthe unterschied JUSCHUS (2003) zwischen der Brandenburger Eisrandlage und dem südlich verlaufenden Weichselmaximalvorstoß, der nahezu lückenlos nachweisbar ist und mindestens 2-12 km südlich der Eisrandlage verläuft.

So kann die Existenz des Weichselmaximalvorstoßes aufgrund der erwähnten Arbeiten als gesichert gelten. Es bleiben jedoch nach wie vor Unklarheiten über seine Reichweite nach Süden bestehen. Dazu zählt auch der mögliche Vorstoß des Eises bis an den Südrand des Glogau-Baruther Urstromtals, der eine Blockierung des Schmelzwasserabflusses zur Folge gehabt hätte. Es müssten sich in diesem Fall weiter südlich neue Abflusswege etabliert haben. Der vorliegende Artikel befasst sich vor allem mit geologischen und geomorphologischen Befunden entlang der Grenze vom Alt- zum Jungmoränenland am Nordrand des Lausitzer Grenzwalls und des Flämings bzw. am Südrand des Glogau-Baruther Urstromtals. Die nachfolgenden, von Ost nach West aufgelisteten Befunde (Abb. 1) stützen sich einerseits auf bereits veröffentlichte Daten (vor allem MARCINEK 1961 und JUSCHUS 2003 sowie HORN et al. 2005). Andererseits wurden geologische und geomorphologische Gegebenheiten entlang der Grenze vom Alt- zum Jungmoränenland im Sinne des vorgegebenen Themas ausgewertet.

Der in Deutschland liegende Sektor des Glogau-Baruther Urstromtals wird im Folgenden kurz als Baruther Urstromtal bezeichnet. Der Begriff „Weichselmaximalvorstoß“ kennzeichnet die Linie des nachweisbar südlichsten Vordringens des jüngsten Inlandeises. Der davon zu tren-

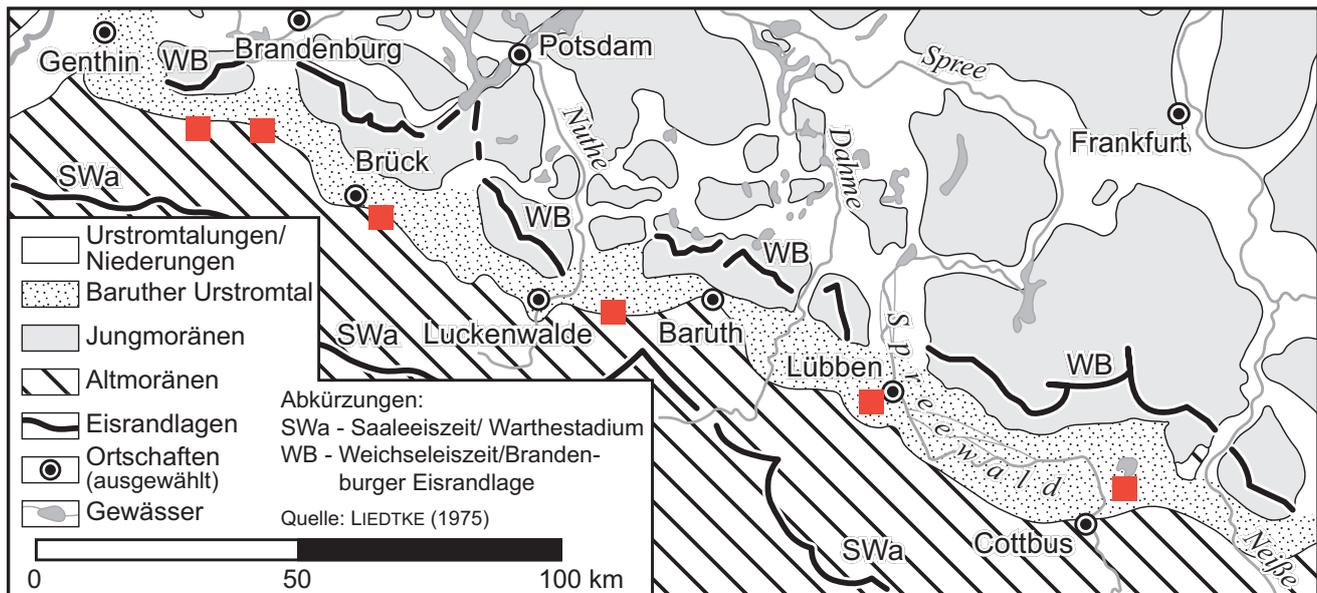


Abb. 1: Der brandenburgische Sektor des Glogau-Baruther Urstromtals. Die im Artikel näher erläuterten Gebiete sind rot markiert

Fig. 1: The Brandenburgian part of the Glogau-Baruth Ice Marginal Valley. The areas, described in the text are marked with red rectangles

nende Begriff „Brandenburger Eisrandlage“ markiert den Endmoränenzug und äquivalente Bildungen nördlich des Baruther Urstromtals, die sich über Sanderflächen mit dem Älteren Baruther Urstromtal (nach MARCINEK 1961) verknüpfen lassen. Die Begriffe bezeichnen weiterhin zwei zeitlich aufeinanderfolgende Phasen des weichselzeitlichen Eisschildes während des Brandenburger Stadiums.

## 2. Der Weichselmaximalvorstoß zwischen Lausitzer Neiße und Lübben

Das Baruther Urstromtal zwischen Neiße und Unterspreewald kann in einen östlichen und einen westlichen Abschnitt untergliedert werden. Im östlichen Abschnitt bilden der Taubendorfer und der Reicherskreuzer Sander eine deutliche und weitgehend lückenlose Nordbegrenzung des Tals. Beide Sander entwässerten die Brandenburger Eisrandlage, führten aber auch noch danach jüngere Schmelzwässer dem Baruther Urstrom zu (Saarmund-Reicherskreuzer Staffel nach MARCINEK 1961). Sowohl MARCINEK (1961) als auch LIEBETRAU (1971) und BROSE & MARCINEK (1995) beschrieben zahlreiche geschlossene Hohlformen auf den Sanderflächen, deren Entstehung nur in Zusammenhang mit dem Weichselmaximalvorstoß erklärt werden können. Im sich südlich anschließenden Baruther Urstromtal sind geschlossene Hohlformen zumindest geomorphologisch nicht nachweisbar, so dass das maximale Vordringen des Weichseleises auf die Sanderflächen nördlich des Tals beschränkt wurde.

HORN et al. (2005) beschrieben, nach ersten Hinweisen in KÜHNER et al. (1999), das Vorhandensein von tie-

fen Ausräumungszonen im Baruther Urstromtal, speziell der Ausräumung „Merzdorfer Ausbauten“ (Abb. 2). Die weichselzeitliche Entstehung der Ausräumungszone wird durch das Vorhandensein von aufgearbeiteten eemzeitlichen Muddegeröllen innerhalb der sonst sandigen Füllung belegt. Die Verfüllung der Ausräumungszone war bereits mit der Entstehung des Baruther Urstromtals abgeschlossen, so dass sich an der Erdoberfläche sichtbare Spuren nicht erhalten haben. Für die Genese der bis zu 60 m tiefen Ausräumung kommt nach HORN et al. (2005) nur subglazial gespanntes Schmelzwasser innerhalb einer glazialen Rinne (Tunneltal) in Frage. Ein weichselzeitlicher Eisvorstoß ist weiterhin durch glazigene Störungen innerhalb des Willmersdorf-Neuendorfer Faltenbogens belegt (Abb. 2). Andererseits kann aus dem Fehlen von weichselzeitlichen Ausräumungs- und Stauchungsstrukturen im sich südlich anschließenden Gebiet geschlussfolgert werden, dass der weichselzeitliche Gletscher dieses sehr wahrscheinlich nicht mehr erreicht hat. Der Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises erfolgte zwar bis in den südlichen Teil des Baruther Urstromtals, ohne aber bis an seinen Südrand zu gelangen. Das Schmelzwasser im Urstromtal konnte damit einen vergleichsweise bequemen Weg zwischen dem Eisrand und dem Anstieg zum Altmoränenland finden. Schwierig bleibt allerdings die Angabe einer Höhe dieses Abflussweges im Urstromtal, da die jüngeren Schüttungen des Spreeschwemmfächers genaue Terrassenzuordnungen in diesem Abschnitt nicht zulassen. Die dortigen Geländehöhen von etwa 75 m NN müssen daher als zu hoch betrachtet werden.

Weiter westlich, im Bereich des Oberspreewaldes, besitzt das Baruther Urstromtal keine geschlossene Nordgren-

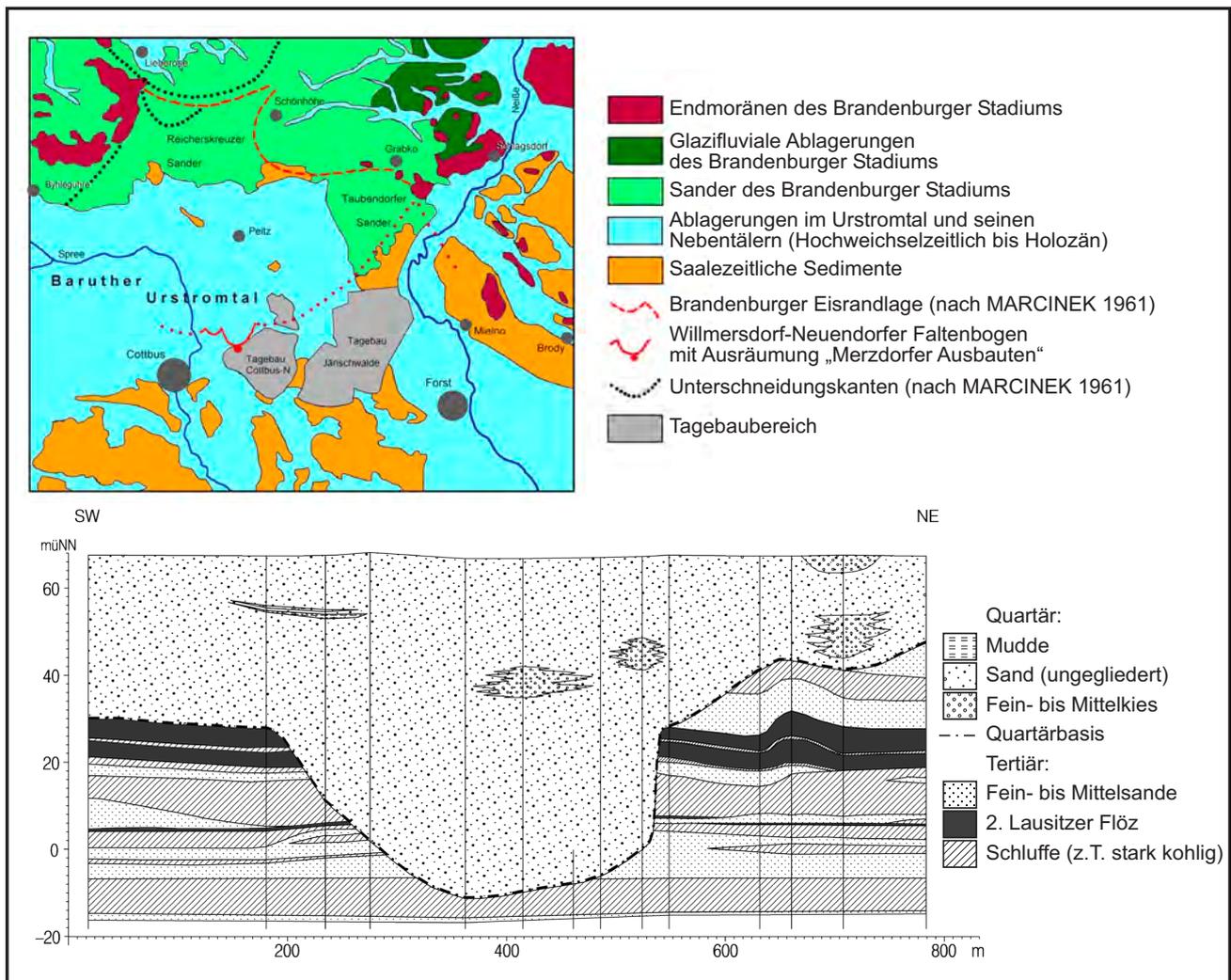


Abb. 2: Die Lage der Ausräumungszone „Merzdorfer Ausbauten“ im Baruther Urstromtal (oben) und Bohrprofil durch die Ausräumungszone der Merzdorfer Ausbauten (unten). Beide Abbildungen leicht verändert aus Horn et al. (2005)

Fig. 2: The position of the erosion structure „Merzdorfer Ausbauten“ within the Baruth Ice Marginal Valley (upper part) and a drilling profile crossing the structure (lower part). Both figures adapted from Horn et al. (2005)

ze mehr. Stattdessen reichen mehrere glaziale Rinnen bis an das Tal. Markantestes Beispiel ist die Rinne, die vom Schwielochsee im Norden bis zum Byhleguhrer See am Nordrand des Urstromtals verläuft. Zusammen mit den von MARCINEK (1961) beschriebenen moorerfüllten Hohlformen im Oberspreewald belegen sie einen Vorstoß des Eises bis weit in das Urstromtal hinein. Das Eis stieß nicht nur während des Weichselmaximalvorstoßes in das Gebiet des heutigen Oberspreewaldes vor, sondern hielt sich auch noch während der Herausbildung der Brandenburger Eisrandlage dort (MARCINEK 1961). Allerdings finden sich am Südrand des Tals keine geomorphologischen Belege für einen weichselzeitlichen Eisvorstoß. Der Übergang vom Urstromtal zum höheren Altmoränenland ist dort eher sanft. Terrassen, die oberhalb des heutigen Spreewaldniveaus liegen, haben sich nur in und um Lübbenau erhalten, wobei nicht geklärt ist, ob die Aufhöhung auch durch Aufschotterung der Dobra, die östlich von Lübbenau in den Spreewald einmündet, erfolgt ist.

### 3. Die Brandenburger Eisrandlage und der Weichselmaximalvorstoß zwischen Lübben und Baruth

Die Stadt Lübben, die den Ober- vom Unterspreewald trennt, liegt mitten im Baruther Urstromtal, dem hier die Nordbegrenzung ebenfalls fehlt. Nördlich schließt sich die ausgedehnte Niederung des Unterspreewaldes an, die beim Rückschmelzen des Eises Schmelzwässer aus dem Baruther Tal in Richtung Potsdam beziehungsweise Berlin abführte (LEMBKE 1936). Am Südwestrand Lübbens erhebt sich der Lange Rücken (auch als Treppendorfer Höhe bezeichnet) inselartig aus dem sandigen Urstromtal. Er besteht an seiner Oberfläche aus Geschiebemergel, dessen tonige Ausprägung und sein von Paläozoischen Kalken dominiertes Kleingeschiebespektrum auf eine saalezeitliche Entstehung schließen lassen (JUSCHUS 2003). Weichselzeitliche Sedimente wurden auf dem Rücken nicht nachgewiesen. Wichtig für die Interpretation sind die Höhenverhältnisse in den nördlich und südlich der Höhe gelegenen Urstromtalgebieten. Die südlich des Rückens be-

findliche Neuendorfer Pforte liegt mit 53-54 m NN etwas höher als das Urstromtal nördlich davon (51-52 m NN). Da 53-54 m NN in diesem Abschnitt dem Niveau des Jüngeren Baruther Urstromes entsprechen, legten sowohl MARCINEK (1961) als auch JUSCHUS (2003) den Eisrand der Brandenburger Eisrandlage und auch den der ersten Rückschmelzphase über den Rücken, da anders als mit einer Blockierung der tieferen Abflusswege die beschriebenen Höhenverhältnisse im Urstromtal nicht erklärt werden können. Das Eis lag demnach zur Zeit der Brandenburger Eisrandlage etwa 3,5 km nördlich des Niederlausitzer Grenzwalls. Hinweise, wo sich der Eisrand während des vorhergehenden Weichselmaximalvorstoßes befand, konnten im Raum Lübben allerdings nicht gewonnen werden.

Weiter westlich, im Abschnitt zwischen Lübben und Baruth, findet sich nur eine Stelle, an der das weichselzeitliche Eis sicher das Baruther Urstromtal erreicht hat. Es handelt sich dabei um das Gebiet an der Dahme bei Staakow (MARCINEK 1961, JUSCHUS 1997, JUSCHUS 2003), wo dem Tal die Nordbegrenzung fehlt. Dieser Eisvorstoß wird dem Weichselmaximalvorstoß zugeordnet, da die Brandenburger Eisrandlage dort mehrere Kilometer weiter nördlich verläuft. Östlich und westlich der Dahme, wo die Krausnicker Platte beziehungsweise die Teupitzer Platten eine deutliche Nordgrenze des Tals bilden, bleiben die Spuren des Weichselmaximalvorstoßes auf die Sanderflächen der Brandenburger Eisrandlage beschränkt. MARCINEK (1961) und JUSCHUS (2003) beschrieben dort zahlreiche geschlossene Hohlformen. Der Eisrand verlief mit mehr als 10 km vergleichsweise weit vom Südrand des Baruther Urstromtals entfernt.

#### 4. Der Weichselmaximalvorstoß zwischen Baruth und Luckenwalde

Während das Baruther Tal nördlich von Baruth noch von nahezu modellhaften Sanderflächen und Endmoränen begrenzt wird, verlieren diese in Richtung Westen schnell an Höhe und Ausprägung. Umgekehrt weitet sich das Urstromtal nach der weniger als 2 km engen Baruther Pforte zu einem mehr als 10 km breiten Becken mit weitgehend fehlender Nordbegrenzung. Die tiefliegende Kummersdorfer Platte tritt dort morphologisch kaum in Erscheinung und besitzt sowohl östlich als auch westlich breite urstromtalartige Durchlässe, die der Urstrom bei seiner allmählichen Nordverlagerung anlegte (JUSCHUS 2003). Erst bei Luckenwalde engt sich das Urstromtal wieder stark ein. Die fehlende Nordbegrenzung wurde bereits von MARCINEK (1961) als Ursache für den sehr weit in das spätere Urstromtal reichenden Vorstoß des Eises gewertet, der von ihm der Brandenburger Eisrandlage zugeordnet wurde. JUSCHUS (2003) beschreibt mit einem Endmoränenrest nordwestlich von Baruth und dem Fernneuendorfer Sander bei Sperenberg einen weiter nördlich liegenden Verlauf der Brandenburger Eisrandlage in diesem Abschnitt. Beide Autoren erwähnten mehrere geschlossene Hohlformen in diesem Urstromtalabschnitt. Mit Ausnahme des Holbecker Sees (Abb. 3) sind

sie heute weitgehend mit Mudde und Torf verfüllt. Die Untersuchung mehrerer dieser Hohlformen, die sich ca. 2 km nördlich der Grenze vom Niederen Fläming zum Baruther Urstromtal befinden, belegen als Formen austauenden Toteises einen Eisvorstoß bis in dieses Gebiet. Da sie sich auf den Terrassenflächen der Brandenburger Eisrandlage befinden – in diesem Abschnitt bei etwa 55-60 m NN – müssen sie älter als diese sein und werden dem Weichselmaximalvorstoß zugeordnet. Das Eis hat damit fast den Südrand des Baruther Urstromtals erreicht.

Südlich der Dörfer Lynow und Stülpe wird die Linie des Weichselmaximalvorstoßes von den oben genannten Toteishohlformen nachgezeichnet. Für ein weiteres Vordringen nach Süden fehlen Hinweise. Da sich der Urstrom zwischen dem Niederen Fläming und dem Eis seinen Weg bahnen musste, bildeten sich dort kräftige Unterschneidungskanten am Nordrand des Flämings. Im Urstromtal wurden hochgelegene Abflussflächen bis etwa 75 m NN gebildet. Wenige Kilometer westlich, am 85 m hohen Schulischen Berg (Abb. 3), findet sich das 75 m-Niveau südlich des Berges, während das Urstromtal nördlich mit 65 m bereits deutlich tiefer liegt. Es ist daher davon auszugehen, dass am Schulischen Berg das weichselzeitliche Inlandeis den Niederen Fläming erreicht hat. Das blockierte Baruther Urstromtal konnte damit lediglich über die Engstelle südlich des Schulischen Berges entwässert werden. Ein weiteres Vordringen des weichselzeitlichen Inlandeises auf den Niederen Fläming hinauf wird allerdings ausgeschlossen (JUSCHUS 2003). Weitere geologischen Befunde (z. B. Geschiebemergel) für einen weichselzeitlichen Eisvorstoß finden sich am Schulischen Berg nicht.

#### 5. Die Brandenburger Eisrandlage und der Weichselmaximalvorstoß um Luckenwalde

Die Brandenburger Eisrandlage wurde von den meisten Autoren (z. B. BEHRMANN 1949/50, SCHOLZ 1958, MARCINEK 1961, JUSCHUS 2003) über den Frankenfelder Berg im westlichen Stadtgebiet von Luckenwalde gelegt. Ob man diese Erhebung noch als Endmoräne mit einem vorgelagerten Sander bezeichnen kann, ist nach den Untersuchungen von LÜTHGENS et al. (2009) zweifelhaft, da er zum allergrößten Teil aus saalezeitlichem Material zu bestehen scheint. Dennoch muss, in Analogie zu dem im Abschnitt 3 erwähnten Langen Rücken bei Lübben, von einem weichselzeitlichen Eisvorstoß bis auf den Frankenfelder Berg ausgegangen werden. Die Höhenverhältnisse im Urstromtal wären sonst nicht erklärbar. Südlich des Rückens liegt das Niveau des Urstromtals bei 55 m NN und steigt bis zum Südrand des Tals auf etwa 65 m NN an, wobei die periglaziale Aufhöhung durch die Nuthe hier nicht eingerechnet ist. Nördlich des Frankenfelder Berges erreicht das Urstromtal in der Frankenfelder Pforte lediglich 50 m NN. Das Eis muss daher die Frankenfelder Pforte blockiert haben, da andererseits die hohen Abflusswege südlich des Berges nicht entstanden wären. Das Niveau des Urstromtals südlich des

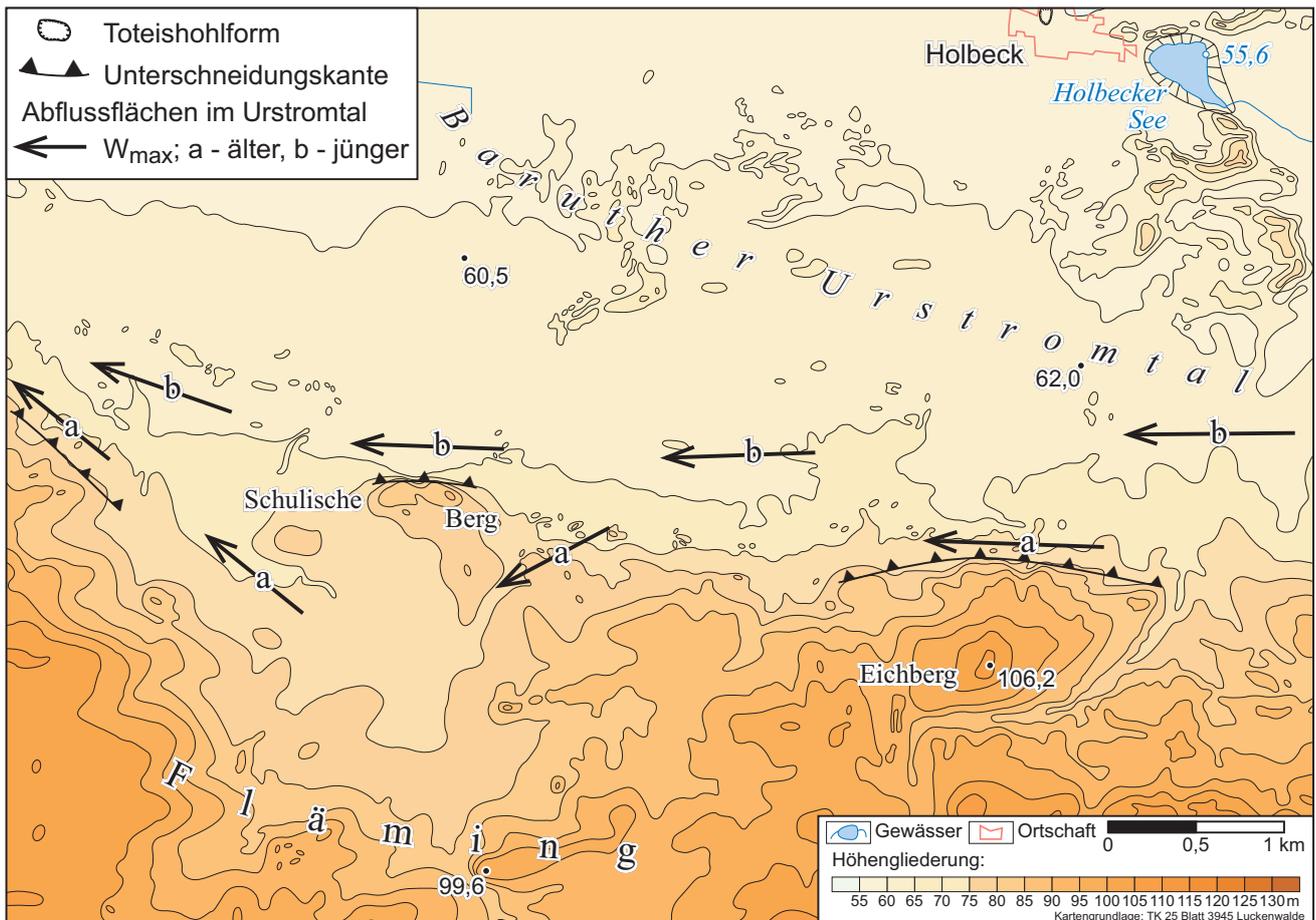


Abb. 3: Morphologische Übersicht des Flämingnordrands südlich von Holbeck

Fig. 3: Geomorphological scheme of the northern margin of the Fläming to the South of Holbeck

Frankenfelder Berges entspricht mit 55 m NN dem Niveau der Brandenburger Eisrandlage. Damit lag auf alle Fälle zu dieser Zeit noch Eis am Frankenfelder Berg.

Für den Weichselmaximalvorstoß finden sich südlich Luckenwalde keine Belege. Auch kleinere vermoorte Hohlformen südwestlich von Luckenwalde, zum Beispiel der Bischofspfuhl 2 km nördlich von Grüna, sind nur wenige Dezimeter bis Meter in ihre Umgebung eingetieft, so dass eine Entstehung durch periglaziale Prozesse wahrscheinlich ist. Auch weiter westlich, bis Treuenbrietzen und Nichel, finden sich keine Hinweise auf einen weichselzeitlichen Eisvorstoß bis an den Südrand des Urstromtals. Die Hochflächen, die sich nördlich des Urstromtals vom Frankenfelder Berg in Luckenwalde bis zum Kemnitzer Sander aufreihen und aus saalezeitlichen Kernen bestehen, haben wahrscheinlich den Vorstoß des weichselzeitlichen Eises abgebremst.

## 6. Der Weichselmaximalvorstoß südlich von Brück

Westlich des Kemnitzer Sanders fehlt dem Baruther Tal wiederum die Nordbegrenzung. Dort schließt sich im Norden die ausgedehnte Beelitzer Talung an. LEMBKE (1936) und MARCINEK (1961) nehmen für die Beelitzer Talung einen

Wiedereintritt von Schmelzwässern aus dem Rückland der Brandenburger Eisrandlage in das Urstromtal an (Klausdorf-Beelitzer Rinne). Es wird hier aber auf das fehlende beziehungsweise gegenläufige Gefälle der Talung hingewiesen, so dass ein Durchströmen der Talung von Süd nach Nord wahrscheinlicher ist. In jedem Fall stand das Eis dort am nördlichen Urstromtalrand in direktem Kontakt mit dem Urstrom. Während es im Urstromtal selbst keine Belege für einen Eisvorstoß bis in dieses Gebiet gibt, findet sich am Südrand des Tals eine auffällige Morphologie, die Parallelen zum Schulischen Berg südöstlich von Luckenwalde aufweist. Die Mahdeberge, etwa 4 km südlich von Brück gelegen, bilden dort den nördlichsten Sporn des Flämings (Abb. 4). Im Norden grenzen sie mit einer deutlichen Unterschneidungskante an das Baruther Urstromtal, dessen Boden hier bei 45 m NN liegt. Das zugehörige Niveau der Brandenburger Eisrandlage liegt etwa 5 m höher bei 50 m NN und ist am Südrand des Beelitzer Sanders nachweisbar (MARCINEK 1961). Die Mahdeberge werden im Süden durch eine auffällige Talung vom eigentlichen Fläming getrennt. Die Talung ist annähernd von Südost nach Nordwest ausgerichtet. Sie setzt bei dem Dorf Nichel ein und verläuft über die Autobahnraststätte Fläming in Richtung Neschholz und Baitz. Der Talboden liegt im östlichen Abschnitt etwas über, im westlichen Abschnitt hingegen etwas unter 60 m NN. Die Plane sowie weitere, kleine

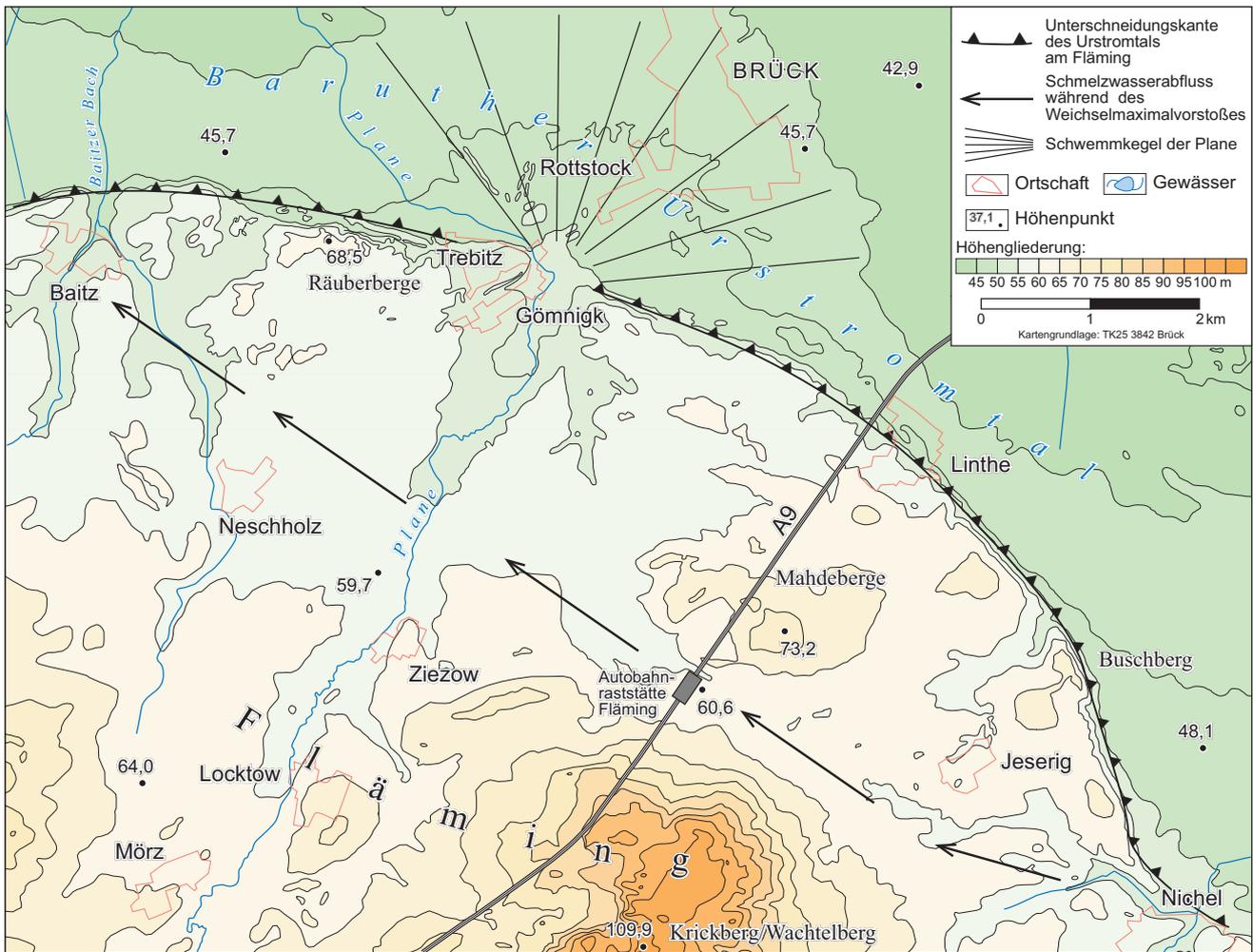


Abb. 4: Morphologische Übersicht der Mahdeberge  
 Fig. 4: Geomorphological scheme of the „Mahdeberge“

Nebentäler haben sich in den Talböden eingeschnitten, so dass er dort noch als Terrasse erhalten ist. Die Entstehung der Talung wird, in Analogie zum Schulischen Berg, mit der vollständigen Blockierung des Baruther Urstromtals durch das weichselzeitliche Eis erklärt. Der Schmelzwasserabfluss musste daher über diese hochgelegene Talung erfolgen. Da sie deutlich höher liegt als das zugehörige Niveau der Brandenburger Eisrandlage, war sie demnach während des Weichselmaximalvorstoßes in Betrieb. Geologische Spuren für den Weichselmaximalvorstoß finden sich, vergleichbar mit der Situation am Langen Rücken und dem Schulischen Berg allerdings nicht. Auch lassen sich weiter westlich, in den Belziger Landschaftswiesen nördlich von Bad Belzig, keine Belege für einen weichselzeitlichen Eisvorstoß bis an den Südrand des Urstromtals finden.

**7. Der Weichselmaximalvorstoß zwischen Ragösen und Wollin**

Spuren für einen über die Brandenburger Eisrandlage hinausreichenden weichselzeitlichen Eisvorstoß bis an den

Südrand des Baruther Urstromtals finden sich wieder zwischen den Dörfern Ragösen und Wollin. Auch diesem Abschnitt fehlt einmal mehr eine deutliche Nordbegrenzung. Während nördlich von Ragösen die westliche Zauche einen gewissen Rahmen vorgibt, öffnet sich nördlich von Wollin eine breite Urstromtalung nach Norden, die heute von der Plane durchflossen wird. Durch ihre Inbetriebnahme fiel der westlichste Abschnitt des Baruther Urstromtals, das heutige Fiener Bruch, früher trocken als der weiter östlich gelegene Abschnitt von Wollin und Ragösen (MARCINEK 1961). Im Fiener Bruch liegt daher mit 37-40 m NN der Urstromtalboden höher als im östlichen Abschnitt (um 35 m NN). Auch hier finden sich keine Belege für einen Eisvorstoß. Den Südrand des Tals beherrschen in diesem Abschnitt die Briesener Berge (Abb. 5), die mit maximal 103 m NN das Urstromtal um fast 70 m überragen. Trotz der relativen Breite des Tals (etwa 5 km) hat sich am Nordhang der Briesener Berge eine sehr kräftige Unterschneidungskante gebildet, die 60 m Relativhöhe aufweist. Ähnlich den Mahdebergen existiert eine von Ost-südost nach West-nordwest ausgerichtete Talung, die die Briesener Berge vom eigentlichen Fläming trennt. Die deutlich größere Höhe der Briesener Berge sorgt hier für ei-

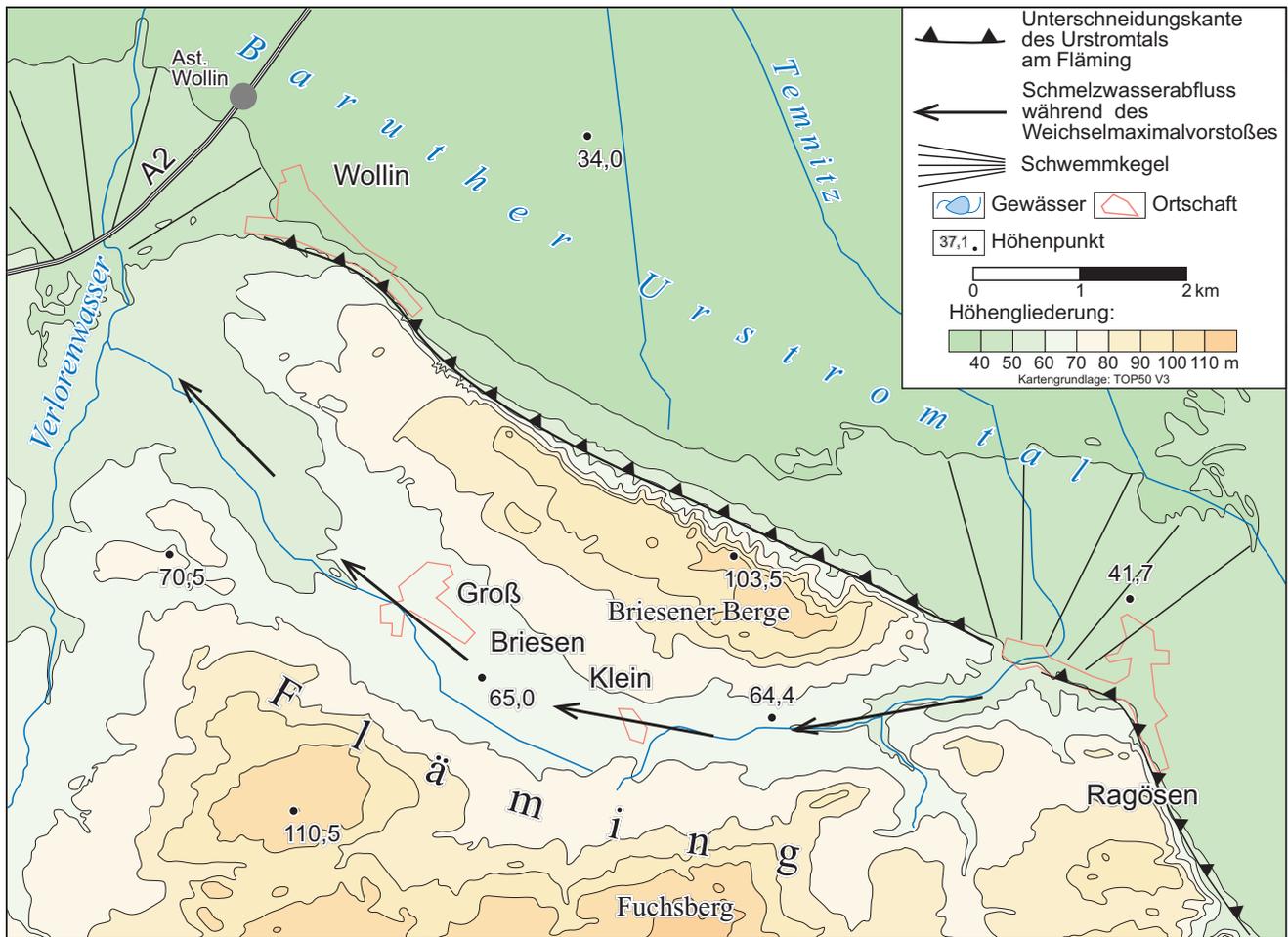


Abb. 5: Morphologische Übersicht der Briesener Berge  
 Fig. 5: Geomorphological scheme of the „Briesener Berge“

nen kräftigen Einschnitt der Talung, deren Boden eine Höhe von 65 m NN aufweist.

Auch hier kann die geomorphologische Situation nur mit einer vollständigen Blockierung des eigentlichen Baruther Urstromtals erklärt werden. Das weichselzeitliche Inlandeis stieß bis an die Briesener Berge vor, so dass als einziger Abflussweg für die Schmelzwässer die hochgelegene Talung südlich der Briesener Berge in Frage kam. Der Boden der Talung liegt etwa 5 m höher als derjenige an den Mahdebergen. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Talung an den Mahdebergen länger aktiv war und ihr Niveau in der Folge tiefergelegt wurde. Ähnlich den bisher beschriebenen Situationen finden sich auch an den Briesener Bergen keine geologischen Belege für einen weichselzeitlichen Eisvorstoß.

### 8. Der Weichselmaximalvorstoß um Ziesar

Eine etwas abweichende Situation existiert um Ziesar. Der Stadtkern mit der Burg liegt auf dem Fläming, der hier als Burg-Ziesarer Vorfläming Höhen zwischen 50 und 80 m NN erreicht (Abb. 6). Mit einer kräftigen Unterschneidungskan-

te schließt sich 2 km nördlich das Baruther Urstromtal an, dessen Boden in diesem Abschnitt bei 37 m NN liegt. Auf den Talboden schüttete die Buckau einen großen, periglazialen Schwemmkegel. Auf dem Fläming, der an der Oberfläche hier überwiegend aus warthezeitlichen Sanden und Geschiebelehmen besteht, liegt südlich der Burg Ziesar das Moor „Der Alte See“. Der Flurname deutet auf die Existenz eines offenen Gewässers noch in historischer Zeit hin; auch der Ortsname Ziesar ist vom westslawischen Wort für See abgeleitet (polnisch: za jeziorem = hinter dem See).

Der „Alte See“ besitzt nach unveröffentlichten Moorerkundungen des Fachgebietes Bodenkunde und Standortlehre am Department für Nutzpflanzen- und Tierwissenschaften der Humboldt-Universität zu Berlin einen für den Fläming außergewöhnlichen Aufbau. Einerseits ist der Fläming ausgesprochen arm an Mooren; andererseits sind die wenigen vorhandenen Moore nach bisherigen Untersuchungen eher flachgründig (BRANDE 2007). Der „Alte See“ besitzt jedoch extrem große Torf- und Muddemächtigkeiten. Im Zentrum erreicht die Füllung des Beckens bis zu 25 m Mächtigkeit (Abb. 7), die zum allergrößten Teil aus Mudden besteht. Die Verlandungs- und Versumpfungstorfe treten dort mit Mäch-

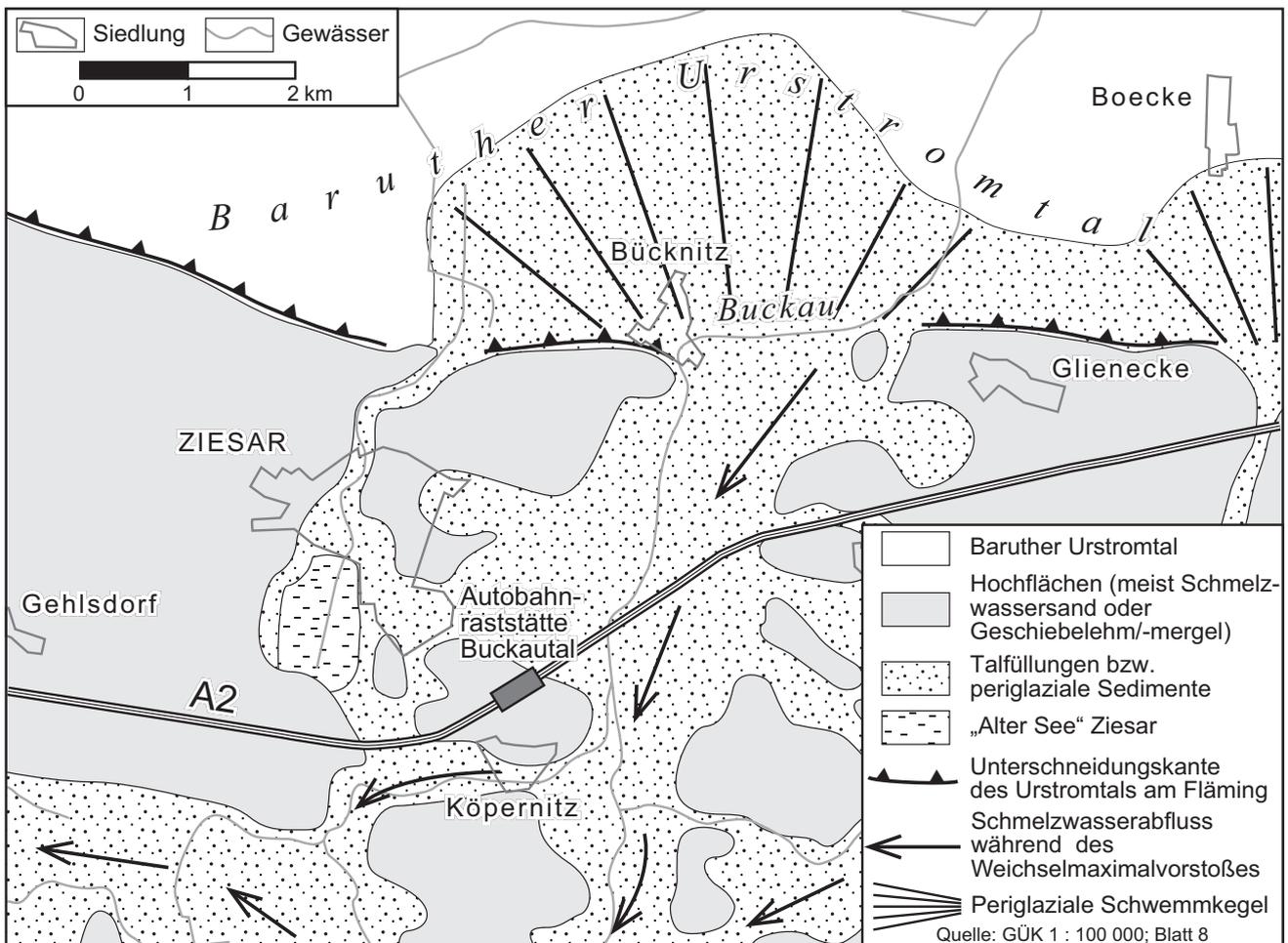


Abb. 6: Morphologische Übersicht des Ziesarer Gebietes  
 Fig. 6: Geomorphological scheme of the area around the town Ziesar

tigkeiten zwischen 0,5 und 2,5 m deutlich zurück, überwiegend aber in den Randbereichen des Moores, zu denen die Mudde auskeilt.

Insgesamt ergibt sich aus dem Aufbau des Moores ein für das Jungmoränenland typisches Profil, auch wenn Datierungen des Moor- und Muddekörpers bisher fehlen. Die Entstehung des Moores wird daher mit einer weichselzeitlichen Eisbedeckung des Gebietes und subglazialer Schmelzwassererosion des Moorkessels erklärt. Der Kessel weist damit Parallelen zu den Merzdorfer Ausbauten im Tagebau Cottbus-Nord auf. Eine Entstehung des tiefen Moores aufgrund halokinetischer beziehungsweise subroiver Prozesse wird ausgeschlossen, da sich die Zechsteinoberfläche unter dem Moor in ca. 3 km Tiefe befindet und die Salinarstruktur Belzig-Görzke erst einige Kilometer südlich liegt (STACKEBRANDT & BEER 2004). Ebenso ist eine rein periglaziale Genese der Hohlform unwahrscheinlich, auch wenn sie nicht völlig ausgeschlossen werden kann. Kessel, die als Pingorelikt gedeutet werden, besitzen eine wallartige Begrenzung oder eine unmittelbar benachbarte Vollform, die aus den verdrängten Substraten besteht (z. B. Wollinger See in Niedersachsen, LADE & MERKT 1998).

Diese Begleitformen fehlen aber dem „Alten See“. Alasse entstehen nach der Literatur (FRENCH 1996) nur unter extrem kontinentalen Klimabedingungen (z. B. Jakutien), die in Mitteleuropa während des Quartärs, soweit bekannt, nie existierten. Des Weiteren bilden den Endpunkt der Alasentwicklung Mulden mit relativ flachen Hängen. Die Hänge des „Alten Sees“ fallen aber recht steil zum Beckentiefsten ein. Als ein weiterer Hinweis auf die mögliche Toteisgenese kann auch die asymmetrische und unregelmäßige Beckenform gewertet werden (Abb. 6), die bei Periglazialformen für gewöhnlich nicht auftritt.

Die Entwässerung des blockierten Baruther Urstromtals erfolgte aus dem Urstromtal zunächst in das heutige Buckautal entgegen der aktuellen Entwässerungsrichtung (Abb. 6). Südlich von Ziesar und dem „Alten See“ befindet sich eine markante Talwasserscheide zum westlich gelegenen Tal des Dreibaches/Tuheimer Baches, das die Schmelzwässer wieder in das Baruther Urstromtal zurückführte. Die Höhe der Talwasserscheide liegt bei etwa 65 m NN und entspricht vom Höhengniveau der Talung südlich der Briesener Berge. Weiterhin ist bei einer möglichen Blockierung des Tuheimer Tals durch das Inlandeis

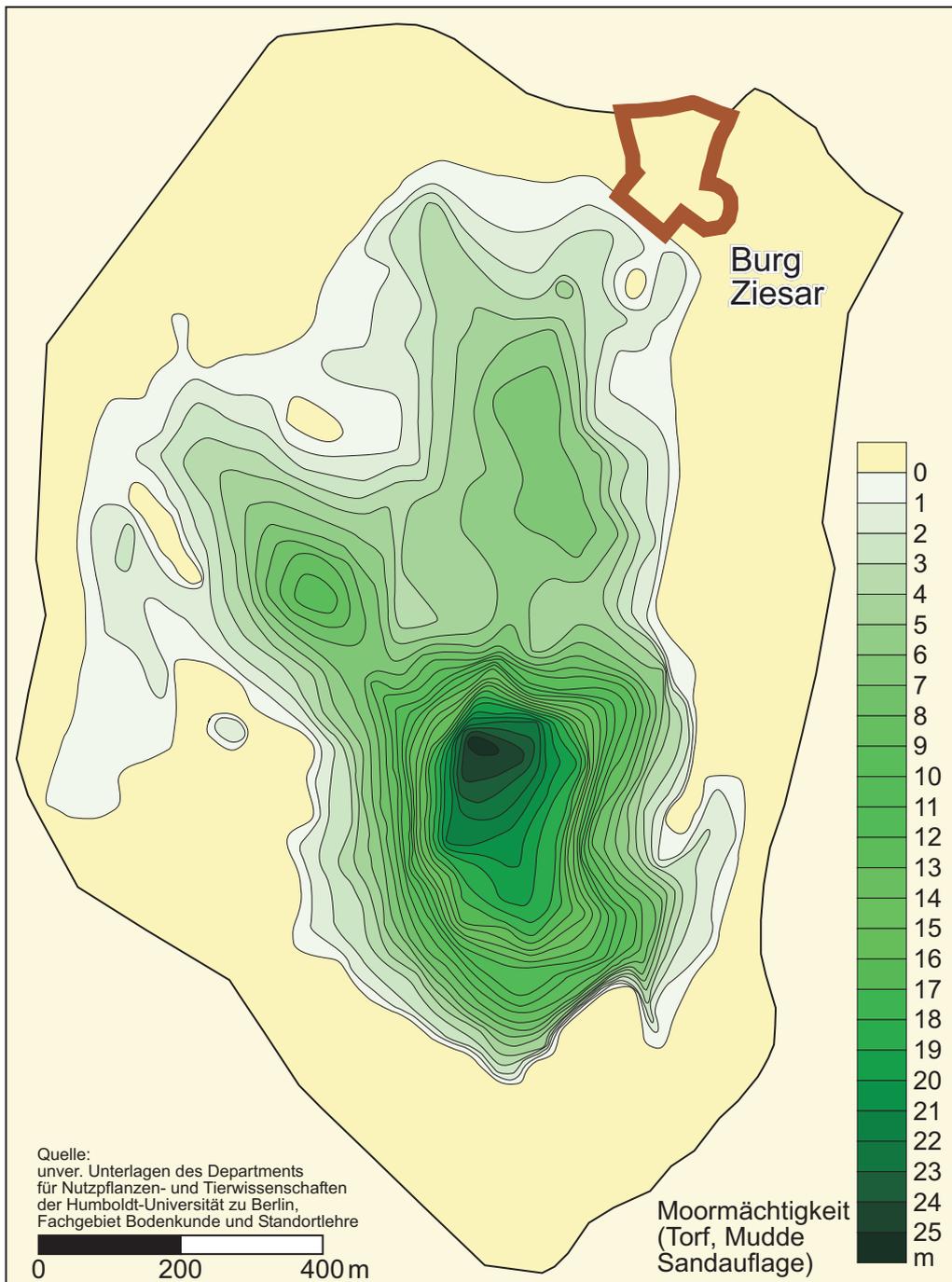


Abb. 7:  
Moormächtigkeitskarte  
des Moores „Alter See“  
bei Ziesar  
Fig. 7:  
Thickness of peats and  
muds of the bog „Alter  
See“ near Ziesar

eine Entwässerung weiter in Richtung Westen möglich. Auf dem nordwestlichen Fläming existiert eine Schmelzwasserabflussbahn in Richtung des heutigen Flusses Ihle bei Burg.

## 9. Diskussion

Aus den dargelegten Befunden ergibt sich, dass das weichselzeitliche Inlandeis an mindestens 6 Stellen bis in das südliche Baruther Urstromtal vorgestoßen ist. Dies geschah in den meisten Fällen während des Weichselmaximalvorstoßes, aber auch noch während der nachfolgenden

Brandenburger Eisrandlage. An vier der sechs Positionen wurde der Südrand des Urstromtals zumindest erreicht; darunter befindet sich das Gebiet von Ziesar, wo das Eis bis auf den nördlichsten Fläming vorstieß. An fast allen genannten Punkten hat das Baruther Urstromtal auch heute keine oder nur eine schwache Nordbegrenzung, so dass der Vorstoß des weichselzeitlichen Eises kaum gebremst wurde.

Bei vollständiger Blockierung des Baruther Urstromtals bildeten sich am Südrand beziehungsweise knapp südlich des Tals hochgelegene Terrassen und Talungen, die deutlich über dem Boden des Baruther Urstromtals und auch

oberhalb des Niveaus der Brandenburger Eisrandlage liegen. Die hochgelegenen Niveaus sind meist der einzige Beleg für die Anwesenheit des weichselzeitlichen Eises, da anders als mit einer Blockierung des Urstromtals diese Formen nicht zu erklären sind. Das zum Teil gegenläufige Gefälle der hoch gelegenen Terrassen belegt, dass das Rückschmelzen des Eises nach dem Maximalvorstoß unterschiedlich schnell ablief. Weiterhin kann nicht festgestellt werden, ob der Weichselmaximalvorstoß an allen Punkten wirklich gleichzeitig erfolgte. Aufgrund der relativ schnellen Bewegung (vgl. LIEDTKE 2003) des weichselzeitlichen Eises können Unterschiede von wenigen Jahren bis Jahrzehnten die Eisfront bereits mehrere Kilometer verschoben.

Generell muss festgestellt werden, dass die direkte Wirkung des weichselzeitlichen Maximalvorstoßes gering bis sehr gering war. Glazigene Sedimente konnten nirgends festgestellt werden. Nachgewiesene Stauchungen beschränken sich auf den Tagebau Cottbus-Nord. Allerdings war auch nördlich des Baruther Urstromtals die Wirkung des weichselzeitlichen Eisvorstoßes meistens gering. Der zugehörige Geschiebemergel findet sich unmittelbar nördlich der Brandenburger Eisrandlage nur extrem lückenhaft und geringmächtig (BROSE & MARCINEK 1995, JUSCHUS 2003). Auch dort wirkte das jüngste Inlandeis vor allem über seine Schmelzwässer.

### Zusammenfassung

Anhand geologischer und geomorphologischer Befunde wird dargelegt, dass das weichselzeitliche Inlandeis an 6 Punkten bis in das südliche Baruther Urstromtal vorgestoßen ist; an vier Stellen wurde der Südrand des Tals erreicht; bei Ziesar stieß das Eis bis auf den nördlichen Fläming vor. Am Nordrand des Lausitzer Grenzwalls und des Flämings bildeten sich dadurch hochgelegene Terrassen bzw. Abflussbahnen. Der verursachende Eisvorstoß wird als Weichselmaximalvorstoß bezeichnet und ist von dem, der zur Ausbildung der jüngeren Brandenburger Eisrandlage führte zu unterscheiden. Trotz der vorgefundenen Spuren war die Wirksamkeit des Vorstoßes insgesamt gering.

### Summary

Geological and geomorphological findings at 6 locations indicate an advance of the Weichselian Ice Sheet into the southern parts of the Baruth Ice Marginal Valley. At 4 of these locations the ice sheet reached the southern border of the Ice Marginal Valley including the area around the town Ziesar. There, the glacier covered the northernmost parts of the Fläming. As a consequence of the ice coverage elevated terraces and meltwater spillways were formed at the northern border of the Lusatian Wall and the Fläming. The causative ice advance is referred to as Weichselian Maximum

Ice Advance. It has to separate from the following Brandenburg Ice Stage. Nevertheless, the effects of the Weichselian Maximum Ice Advance were weak.

### Danksagung

Der Autor bedankt sich auf diesem Wege bei allen Personen, die mit fachlichen Diskussionen und technischer Hilfe zur Entstehung dieses Artikels beigetragen haben. Der Dank gilt insbesondere Bernhard Nitz, Fritz Brose, Norbert Hermsdorf, Horst Lehrkamp, Lothar Lippstreu, Ralf Kühner, Ronny Poppeschütz, Johannes Schroeder, Angela Sonntag, Jaqueline Strahl und Manfred Thiel.

### Literatur

- BEHRMANN, W. (1949/1950): Die Umgebung Berlins nach morphologischen Formengruppen betrachtet. - *Die Erde* **1**, S. 93-122, Berlin
- BRANDE, A. (2007): The first pollen diagram from the Hoher Fläming, Brandenburg (Germany). - *Veget. Hist. Archaeobot.* **16**, S. 171-181, Berlin
- BROSE, F. & J. MARCINEK (1995): Brandenburger Eisrandlage und Baruther Urstromtal. - In: SCHROEDER, J. H. & W. NOWEL (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 3: Lübbenau – Calau*. - S. 189-195, Berlin
- FRENCH, H. M. (1996): *The Periglacial Environment*. - 341 S., Harlow
- GRIPP, K. (1924): Über die äußerste Grenze der letzten Vereisung in Nordwestdeutschland. - *Mitt. Geographischen Gesellschaft Hamburg* **36**, S. 159-245, Hamburg
- HELPAU, O. (1935): Zur Morphologie der Niederlausitz. - *Berliner Geographische Arbeiten* **8**, 60 S., Berlin
- HORN, M., KÜHNER, R. & R. THIELE (2005): Die Ausräumung Merzdorfer Ausbauten im Tagebau Cottbus-Nord und ihre Beziehung zur Ausdehnung des Weichsel-Eises in Südostbrandenburg. - *Brandenburg. Geowiss. Beitr.* **12**, S. 37-44, Kleinmachnow
- JUSCHUS, O. (1997): Quartärgeomorphologische Untersuchungen im Oderiner Becken. - In: NITZ, B. & A. NASS (Hrsg.): *Beiträge zu ausgewählten Fragen des Quartärs in Ost- und Mitteleuropa*. - *Berliner Geographische Arbeiten* **84**, S. 89-112, Berlin
- JUSCHUS, O. (2003): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. - *Berliner Geographische Arbeiten* **95**, 152 S., Berlin

- KEILHACK, K. (1898): Die Oberflächenformen des norddeutschen Flachlandes und ihre Entstehung. - *Geographische Zeitschrift* **4**, S. 481-508, Leipzig
- KÜHNER, R., HILLER, A. & F.W. JUNGE (1999): Die spätweichselzeitlichen Ablagerungen der Spree im Tagebau Cottbus-Nord und ihre zeitliche Einordnung unter besonderer Berücksichtigung von ersten <sup>14</sup>C-Daten an Hölzern. - *Quartär* **49/50**, S. 8-20, Rahden/Westfalen
- LADE, U. & J. MERKT (1998): Wollingster See. - In: FELDMANN, L. & K.-D. MEYER (Hrsg.): *Quartär in Niedersachsen. - Exkursionsführer zur Jubiläums-Hauptversammlung der deutschen Quartärvereinigung in Hannover*, S. 166-167, Hannover
- LEMBKE, H. (1936): Von der "Urspre" zum heutigen Spreelauf. - In: LOUIS, H. (Hrsg.): *Länderkundliche Forschung. - Festschrift zur Vollendung des 60. Lebensjahres von Norbert Krebs dargebracht von seinen Schülern, Mitarbeitern, Freunden und dem Verlag*, S. 140-145, Stuttgart
- LIEBETRAU, U. (1971): Die Entwicklung der Abflussverhältnisse im Jungmoränengebiet zwischen dem Baruther und dem Berliner Urstromtal in den Bezirken Frankfurt/O. und Cottbus. - Dissertation Math.-Naturwiss. Fak., Humboldt-Universität zu Berlin, 180 S., Berlin (unveröff.)
- LIEDTKE, H. (1975): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa – Erläuterung zu einer farbigen Übersichtskarte im Maßstab 1 : 1 000 000. - *Forschungen zur Deutschen Landeskunde* **204**, 160 S., Bonn-Bad Godesberg
- LIEDTKE, H. (2003): Geomorphologische Entwicklung: Das Abschmelzen des letzten Inlandeises im östlichen Brandenburg. - In: SCHROEDER, J. H. & F. BROSE (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg Nr. 9: Oderbruch - Märkische Schweiz - Östlicher Barnim*. - S. 47-56, Berlin
- LÜTHGENS, CH., BÖSE, M. & M. KRIBETSCHKE (2009): On the age of the young morainic morphology in the area ascribed to the maximum extent of the Weichselian glaciation in north-eastern Germany. - *Quaternary International*, doi:10.1016/j.quaint.2009.06.028
- MARCINEK, J. (1961): Über die Entwicklung des Baruther Urstromtals zwischen Neiße und Fiener Bruch (ein Beitrag zur Urstromtaltheorie). - *Wissenschaftliche Zeitschrift der Humboldt-Universität zu Berlin, Math.-nat. wiss. Reihe*. **10**, S. 13-46, Berlin
- SCHOLZ, E. (1958): Das Brandenburger Stadium zwischen Nuthe und Oder/Neiße – Beiträge zur Morphologie und Morphogenese Südost-Brandenburgs. - Dissertation Pädagogische Hochschule Potsdam, 160 S., Potsdam (unveröff.)
- STACKEBRANDT, W. & H. BEER (2004): Strukturgeologische Übersicht. - In: STACKEBRANDT, W. & V. MANHENKE (Hrsg.): *Atlas zur Geologie von Brandenburg*. - S. 68-69, Kleinmachnow
- TIETZE, O. (1917): Die äußersten Endmoränen der jüngsten Vereisung Norddeutschlands. - *Geologische Rundschau* **7**, S. 110-122, Berlin, Heidelberg
- WOLDSTEDT, P. (1925): Die großen Endmoränenzüge Norddeutschlands. - *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **77**, S. 172-184, Berlin
- WOLDSTEDT, P. (1927): Über die Ausdehnung der letzten Vereisung in Norddeutschland. - *Sitzungs-Berichte der preußischen geologischen Landesanstalt* **2**, S. 115-119, Berlin
- WUNDERLICH, E. (1917): Die Oberflächengestaltung des norddeutschen Flachlandes – Das Gebiet zwischen Elbe und Oder. - *Geographische Abhandlungen* **3**, 87 S., Berlin, Leipzig

**Anschrift des Autors:**

Dr. Olaf Juschus  
Technische Universität Berlin  
Institut für Angewandte Geowissenschaften  
Ackerstraße 76; Sek. ACK 1-1  
13355 Berlin  
olaf.juschus@web.de

## Kurzmitteilung

### Die Ingenieurgeologische Karte von Berlin

Die Arbeitsgruppe Geologie und Grundwassermanagement der Senatsverwaltung für Gesundheit, Umwelt und Verbraucherschutz hat für Berlin ein ingenieurgeologisches Kartenwerk erarbeitet, das zum einen ein wichtiges Hilfsmittel für die Bauplanung und Bauprojektierung darstellt und zum anderen für umweltrelevante Fragestellungen orientierende Aussagen über die Bodenbeschaffenheit des Untergrundes und gründungsrelevante Sachverhalte ermöglicht.

Im Jahr 1993 wurde mit dem Kartenwerk „Ingenieurgeologische Karte von Berlin 1 : 5 000“ begonnen, das bis zum Jahresende 2008 in 48 Einzelblättern im Blattschnitt der amtlichen Karte von Berlin 1 : 5 000, elektronisch vorlag. Das Kartenwerk wird laufend erweitert.

Die bisher vorliegenden Karten umfassen vollständig oder zum größten Teil die Bezirke Pankow, Marzahn-Hellersdorf, Lichtenberg, Friedrichshain-Kreuzberg, Mitte und Treptow-Köpenick. Von den Bezirken Reinickendorf, Tempelhof-Schöneberg und Neukölln werden derzeit nur Teile erfasst (Abb. 1).

Der geologische Aufbau der Lockergesteine wird mit Stratigrafie, Petrografie und Genese sowie mit bodenphysikalischen Kennwerten bis 10 m Tiefe näher beschrieben. Um eine digitale Anwendung auch für großflächigere Aufgaben zu ermöglichen und die Karte im Internet einer breiten Öffentlichkeit zur Verfügung zu stellen, wurden die vorliegenden Einzelblätter zu einer Gesamtkarte blattschnittfrei zusammengefügt.

Grundlage für die Gesamtkarte ist die „Ingenieurgeologische Karte von Berlin 1 : 5 000“. Zur Erarbeitung der einzelnen Kartenblätter wurden Schichtenverzeichnisse von ca. 60 000 Bohrungen aus der geologischen Datenbank der Landesgeologie Berlin ausgewertet. Grundlage für die Ermittlung der bodenphysikalischen Kennwerte bildeten umfangreiche Untersuchungen der letzten 40 Jahre.

Die Ingenieurgeologische Karte stellt den geologischen Aufbau der Lockergesteine in der Regel bis 10 m Tiefe dar, ggf. auch tiefer.

Die Deckschichten (Mutterboden sowie Aufschüttungen von weniger als 5 m Mächtigkeit) sind in der Darstellung auf der Karte nicht berücksichtigt.

Die Lagepunkte der verwendeten Bohrungen sind in der Karte verzeichnet. Je dichter die Bohrungen liegen, desto höher ist in der Regel die Aussagegenauigkeit. An der Oberfläche können bei der Flächenbegrenzung auch geomorphologische Faktoren eine Rolle spielen (z. B. bei Dünen, Hochflächenrändern, Moorsenken u. a.).

In der Ingenieurgeologischen Karte ist der obere Horizont mit Stratigrafie, Petrografie und Genese flächenhaft darge-

stellt. Die Mächtigkeit dieser Schicht wird durch verschiedene Farbtintensitäten der Grundfarbe zum Ausdruck gebracht.

Mit Hilfe der Sachdatenanzeige des FIS-Broker im Internet können in der interaktiven Karte aus einer angehängten Tabelle zu jeder dargestellten Fläche zusätzliche Informationen auch zu den ggf. darunter vorkommenden weiteren Schichten bis in 10 m Tiefe abgerufen werden. Die Darstellung erfolgt in bis zu vier überlagernden Schichten mit der dazugehörigen Stratigrafie, Petrografie und Genese.

In einem Erläuterungstext werden die vorkommenden Einheiten mit ihren bodenphysikalischen Kennwerten ausführlich beschrieben.

Die 48 Einzelkarten im Maßstab 1 : 5 000, aus denen die Gesamtkarte generiert wurde, sind auch als pdf-Dokumente abrufbar. Hier sind die Überlagerungen bis 10 m Tiefe in einer Streifensignatur dargestellt (Abb. 2).

Die Ingenieurgeologische Karte von Berlin wird jedes Jahr um zwei bis vier Blätter im Maßstab 1 : 5 000 erweitert und dann in die Gesamtkarte eingebunden.

Der kostenfreie Vertrieb der Karte erfolgt über den Umweltatlas Berlin im Internet unter:

<http://www.stadtentwicklung.berlin.de/umwelt/umweltatlas/i115.htm>

Alexander Limberg

*Abb. 1 Übersichtskarte zur Ingenieurgeologischen Karte im Internet*

*Fig. 1: General map of the Engineer's Geological Map of Berlin on the Internet*





Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 77-90	10 Abb., 1 Tab., 40 Lit.
------------------------------	---------	----------------	----------	--------------------------

## Der Trebuser Sandstein – ein Massenvorkommen jotnischer Sandsteingeschiebe

### Trebus sandstone – a mass occurrence of erratic jotnian sandstone boulders

WOLFGANG ZWENGER

#### 1. Zur Forschungsgeschichte

Im letzten Drittel des 18. Jahrhunderts forcierte das neugegründete Preußische Bergwerks- und Hüttendepartement die Erkundung von allen potentiellen bergbaulichen Ressourcen im Land. Der Staatsminister von Eschen ordnete im Jahre 1774 die Untersuchung der in den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde (Spree) beobachteten Braunkohle an. Er veranlasste ebenso die Feststellung der Maße und Lagerungsverhältnisse der dortigen Markgrafensteine. So ist es nicht verwunderlich, dass der Bergamtsrat FLOTTMANN im Jahre 1782 etwa 50 Fuß tief bohren ließ, um die Lagerstätte des roten Sandsteins zu erkunden, welcher sich der Sage nach bei Trebus nördlich der Stadt Fürstenwalde (Spree) befinden sollte.

Diesen etwas amüsanten Hinweis verdanken wir KARL FRIEDRICH VON KLÖDEN (1829), der die "seltsame Sandsteinspur" zwischen Fürstenwalde, Trebus und Müncheberg erstmalig geologisch beschrieben hat. KLÖDEN spricht dabei von Geschieben. Als Anhänger der zeitgenössischen Fluttheorie BUCKLAND's sah er allerdings Schlammströme und nicht Gletscher als Transportmedium für die erratischen Rollsteine oder Geschiebe im norddeutschen Tiefland an. Nachdem er zunächst für den Trebuser Sandstein aufgrund der Gesteinsfarbe ein Rotliegendalter für möglich hielt, urteilte KLÖDEN (1834) "der schiefrige rothe Sandstein, der namentlich in der Gegend von Fürstenwalde in sehr großer Menge auftritt, gehört sehr wahrscheinlich gleichfalls dem b u n t e n Sandsteine an, und ist in Schweden nicht zu finden". Bei dieser Schlussfolgerung muss man berücksichtigen, dass KLÖDEN nicht die Möglichkeit hatte, Schweden selbst zu bereisen. Für das zitierte Werk "Die Versteinerungen der Mark Brandenburg" dürfte ihm lediglich Sammlungsmaterial von dort vorgelegen haben. Der Aufgabenstellung entsprechend, wird es sich wohl überwiegend um fossilführendes Vergleichsmaterial gehandelt haben.

Die skandinavische Herkunft des Trebuser Sandsteins wurde zuerst von HEINRICH GIRARD (1855, S. 87) erkannt. Dieser wirkte als Professor in Marburg und Halle und war zu Beginn seiner akademischen Laufbahn als Privatdozent

an der Berliner Universität tätig. Er galt als ein exzellenter Kenner der Norddeutschen Tiefebene, wo er zwischen 1841 und 1845 an verschiedenen Orten im Auftrage der Preußischen Ober-Berg-Hauptmannschaft zu geologischen Untersuchungen für den damals aufstrebenden Braunkohlenbergbau herangezogen wurde. Das führte ihn u. a. in die Gegend von Fürstenwalde (Spree), wo er ganz nebenbei mit dem Phänomen des Trebuser Sandsteins konfrontiert wurde. Als Kustos am Berliner Mineralogischen Institut stand ihm eine umfangreiche Belegsammlung mit skandinavischen Gesteinen zur Verfügung. Gesteine aus dem Anstehenden gaben den Anstoß für seinen durchaus richtigen Vergleich des Trebuser Gesteins mit der Old Red-Grauwacke aus Västmanland in Mittelschweden. Die Altersstellung sollte später korrigiert werden, das Vorkommen westlich von Stockholm ist jedenfalls zutreffend und die Ansprache als Grauwacke war zeitgemäß, zumal der Begriff Arkose noch nicht deutlich genug formuliert war.

Der Jurist und Altertumsforscher FRANZ KUCHENBUCH (1887) beschäftigte sich mit der Urgeschichte im Umkreis seines Alterssitzes Müncheberg und stieß dabei auf den im Neolithikum als Grabbaumaterial genutzten Trebuser Sandstein. Als aktiv forschendes und angesehenes Mitglied verschiedener wissenschaftlicher Gesellschaften stand er mit einer Reihe von herausragenden Persönlichkeiten seiner Zeit im Gedankenaustausch. So brachte er unter dem Einfluss von OTTO TORELL die historische Provinz Småland in Südschweden als mögliches Herkunftsgebiet für den Trebuser Sandstein ins Spiel. Nahezu gleichzeitig befasste sich der Direktor des Märkischen Museums, ERNST FRIEDEL (1899), aus der Sicht des Urgeschichtlers und Historikers mit dem roten Sandstein. Er hatte kurz zuvor das neolithische Steinkistengrab von Klein Rietz (Landkreis Oder-Spree, Brandenburg) ausgegraben, in dem das Gestein eine wichtige Rolle spielte. FRIEDEL hat daraufhin umfangreiche Betrachtungen zur Verbreitung und Nutzungsgeschichte dieses Lokalgeschiebes angestellt. In der Herkunftsfrage kam er zu dem Schluss, dass das Massenvorkommen roter Sandsteine bei Trebus auf eine „Diluvial-Scholle“ aus Mittlerem Buntsandstein zurückgeht. Diese könnte seiner Ansicht nach aus

einer benachbarten Triasauftragung stammen. Ob das nun jene von Rüdersdorf oder eine andere, bisher noch unbekanntes mesozoische Auftragung sei, das war nach FRIEDEL'S Ansicht eine wichtige Aufgabe, die von der geologischen Landesaufnahme zu klären sei. Fast zwei Jahrzehnte später hat sich FELIX WAHNSCHAFFE (1916) als Erstkartierer des geologischen Messtischblattes Fürstenwalde über das besondere Phänomen des Trebuser Sandsteins geäußert. Er fand zu beiden Seiten des Trebuser Sees und an der Landstraße von Fürstenwalde nach Trebus noch sehr viele große Blöcke von dem "rotem cambrischen Sandstein, der durch hellere Flecke ausgezeichnet ist". Damals war dieser ein begehrtes Baumaterial, das abgesammelt und noch früher sogar durch Abgrabung gewonnen wurde.

Der Fürstenwalder Ingenieur Walter Bennhold, der ein ausgezeichnete Kenner von Kristallingschieben war, hat sich in den 1930-iger Jahren mit den Begleitgeschieben des Trebuser Sandsteins näher befasst. Er hat dabei versucht, die von JULIUS HESEMANN (1930) gerade entwickelte Methode der Leitgeschiebezählungen anzuwenden. BENNHOLD (1931) hat dem Umfang nach keine tiefgründigen Zählungen durchgeführt. Aber er hat die wesentlichen Züge der Geschiebegemeinschaft erkannt und herausgefunden, dass zusammen mit dem Trebuser Sandstein gehäuft Ålandgesteine und Braune Ostsee-Quarzporphyre auftreten. Als Liefergebiet für die roten Sandsteine sah er die küstennahe Region um Gävle in Mittelschweden an, wozu ihm Proben aus dem Anstehenden vorlagen. BENNHOLD (1931, 1932) und zuletzt SCHULZ (2002) schlossen auf ein kambrisches Alter dieses auffälligen Lokalgeschiebes. HUCKE & VOIGT (1967) haben, etwas irreführend, den Trebuser Sandstein im Zusammenhang mit roten Sandsteinen aus dem Kambrium besprochen und in einer Fußnote eingeräumt, dass es sich vielleicht um "jotnischen Dala-Sandstein aus dem Kalmargebiet" handeln könnte.

Rote Sandsteine sind als Geschiebe im norddeutschen Vereisungsgebiet keine Seltenheit. Für die fossilere Varietäten ist allerdings auch heute noch die Klärung der Herkunft bisweilen eine schwierige, teils unlösbare Angelegenheit. Hinsichtlich der Zuordnung des sogenannten Trebuser Sandsteins kann man zwei Wege verfolgen. Zum einen bieten die lithologischen Merkmale ein direktes Vergleichskriterium für die in Frage kommenden Gesteine im baltoskandischen Anstehenden. Zum anderen kann man aus den begleitenden kristallinen Leitgeschieben indirekte Rückschlüsse auf die möglichen Liefergebiete ziehen.

## 2. Die petrologischen und faziellen Merkmale des Trebuser Sandsteins

Die um den Ort Trebus bei Fürstenwalde (Spree) auftretenden Sandsteingeschiebe haben eine im Grundton rotviolette bis rot-orangebraune Farbe (Abb. 1a). Diese resultiert sowohl aus dem Hämatitgehalt, als auch aus den relativ hohen Anteilen an Feldspäten (> 25 Vol %). Letztere werden überwiegend von Kalifeldspäten und untergeordnet

von Plagioklasen gestellt. Neben reichlich Feldspat treten darin mit wechselnden Anteilen Gesteinsbruchstücke als gesteinsbildende Komponenten auf. Nach der Sandsteinklassifikation von PETTIJOHN (1975) handelt es sich überwiegend um Arkosen. Die Quarzkörner zeigen Anzeichen für Drucklösung, die als Quelle für das silikatische Bindemittel in Frage kommt. Zu den akzessorischen Bestandteilen gehören nesterweise angeordnete Hellglimmer sowie Schwerminerale, wie Apatit, Rutil und Zirkon. Die Sandsteingeschiebe sind zum überwiegenden Teil mittelkörnig. Dazu treten wechselnde Anteile grobsandiger und kiesiger Nebengemengteile (Abb. 1b). Die Rundung und die Sortierung der Quarzkörner ändert sich mitunter lagenweise. In feldspatärmeren Partien sind im Allgemeinen die Quarze besser gerundet. Die petrologischen und faziellen Merkmale des Trebuser Sandsteins stimmen mit denen überein, die für den Jotnischen Sandstein von Schweden und Finnland wiederholt beschrieben wurden (GORBATSCHEV 1967, LUNDEGARDH 1967, LUNDQUIST 1968, ALDAHAN 1985, POKKI 2006).

Nicht selten zeigt der Trebuser Sandstein millimetergroße weiß- bis hellbraune Bleichungsstellen, als auch handgroße konzentrisch schalige Reduktionsstrukturen (Abb. 1c). Diese Erscheinungen wurden von LUNDEGARDH (1967; Fig. 50 und 79) aus dem Anstehenden des Jotnischen Sandsteins in der Region Gävle eingehend beschrieben. Sie sind von Dalarne bekannt und ebenso von Westfinnland. Es ist also kein Alleinstellungsmerkmal für Dalarne, wie von SMED (2002, S. 162) behauptet wird, weil die Bleichungsstellen nach seiner Meinung nur in Dalarne vorkommen und nicht an den Jotnischen Sandsteinen in der Ostsee. Abgesehen von den anderen schwedischen Vorkommen treten Bleichungsstellen und Entfärbungsringe in der bekannten Weise auch in den finnischen Lokalitäten auf. Im Übrigen ist das Farbspektrum des dortigen Sandsteins von rot-violetten, über rote bis hin zu gelb-orangefarbenen Varianten ähnlich breit gefächert wie das in Dalarne. Vor diesem Hintergrund ist es nicht anzuraten, die Varietäten der Gesteinsfarben von Jotnischen Sandsteinen als lokale Indikatoren zu benutzen.

Der Jotnische Sandstein ist eine kontinentale Bildung, die faziell den Modellen der Rotschichten (red beds) entsprechen. Die rote Farbe ist ein Indikator für ein terrestrisches, oxidatives Ablagerungsmilieu. Zum Gefügeinventar gehören klein- bis großdimensionale planare und trogförmige Schrägschichtungseinheiten mit häufigen Erosionsdiskordanzen (Abb. 1e), die in fluviatilen Rinnensystemen abgelagert wurden. Sie verzahnen sich vertikal, als auch horizontal mit feinklastischen Überflutungsabsätzen (Feinsande, Schluffe). Außerdem wurde das Nebeneinander von fluviatilen und äolischen Ablagerungsräumen nachgewiesen (PULVERTAFT 1985, PULVERTAFT & CHRISTOPHER 1985). Schrumpfrisspolygone sowie auf Schichtoberflächen erhaltene Regentropfenabdrücke zeigen Trockenphasen an. Beide Schichtflächenmarken sind, ebenso wie Wellenrippeln, gelegentlich auf Geschiebepplatten zu finden. In den mehrere

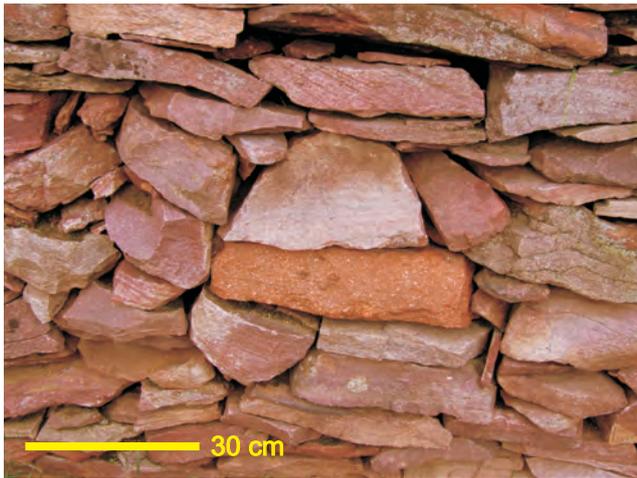


Abb. 1a: Verschiedene Ausbildungen von Trebuser Sandstein in einer Trockenmauer im Ort Trebus bei Fürstenwalde (Spree). In der Mitte ein Brauner Ostsee-Quarzporphyr, das häufigste kristalline Begleitgeschiebe.

Fig. 1a: Different varieties of Trebus sandstone in a boulder wall at Trebus near Fürstenwalde (Spree). In the middle a piece of Baltic brown quartz porphyry, the most common cristalline boulder accompanying the red sandstone.



Abb. 1b: Grobklastische Komponenten im Trebuser Sandstein  
Fig. 1b: Coarse clastic components in Trebus sandstone



Abb. 1c: Typische Bleichungsflecke im rot-violetten Trebuser Sandstein

Fig. 1c: Typical bleaching stains in the redviolet Trebus sandstone



Abb. 1d: Siltig-tonige Intraklastlagen, sogenannte Tongallen

Fig. 1d: Siltic-claey intraclasts, so called „Tongallen“

hundert Meter mächtigen Serien des Jotnischen Sandsteins kommen Aufarbeitungshorizonte mit feinklastischen, intraformationellen Geröllen (Abb. 1e) aber auch grobklastische, extraformationelle Konglomerathorizonte vor. Zum Spektrum der Geröllgemeinschaft der zahlreichen Konglomeratlagen im Jotnischen Sandstein von Kopparbergs Län und Los-Hamra in Dalarna gehören Granite, Vulkanite, Gangquarze sowie Achate (HELMQUIST 1966, LUNDQUIST 1968). Sie sind in größeren Geschiebeblöcken bis hin zu Achatgeröllen zu finden. Selbst für die von BERGMANN (1980) aus der Provinz Västernorrland beschriebenen Slumping-Strukturen gibt es Pendanten aus dem Geschiebe, wie das Beispiel in der Abbildung 1f zeigt. Bisher hat sich der Jotnische Sandstein als fossilifer erwiesen. Selbst Spurenfossilien fehlen darin, wie das meistens in fluviatilen Arkosesandsteinen der Fall ist.

Das größte festländische Vorkommen von Jotnischem Sandstein liegt in der mittelschwedischen Provinz Dalarna und umfasst als Dala-Sandstein eine Fläche von ca.

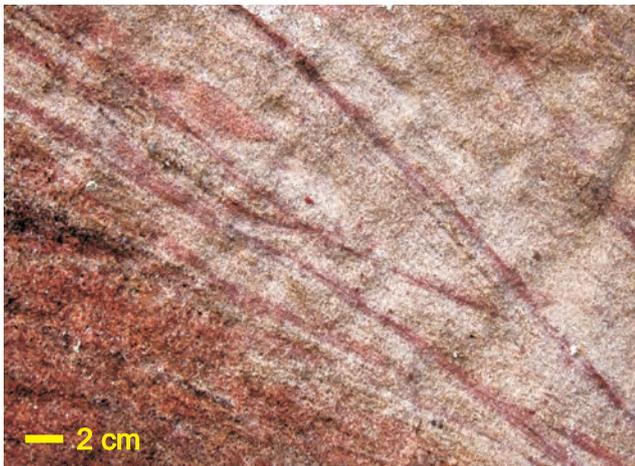


Abb. 1e: Schrägschichtung  
Fig. 1e: Cross bedding



Abb. 1f: Slumping-Struktur  
Fig. 1f: Slumping structure

7500 km<sup>2</sup>. Das Verbreitungsgebiet reicht noch ein ganzes Stück über die Grenze nach Norwegen. Darüber hinaus gibt es weitere Provenienzen in Schweden und Finnland, aus denen Sandsteine jotnischen Alters beschrieben wurden. Diese tragen jeweils lokale Eigennamen. Die Vorkommen sind weit verstreut und meistens schlecht aufgeschlossen. Dazu gehören der Mälaren-Sandstein, benannt nach dem gleichnamigen See westlich von Stockholm, und der küstennahe Gävle-Sandstein. Letzterer erreicht dort immerhin eine Mächtigkeit von 900 m und lässt sich submarin bis nach Finnland verfolgen (Abb. 2). Das dortige Äquivalent des Jotnischen Sandsteins füllt als Satakunta-Sandstein, nahe der Stadt Pori, eine 1000 m mächtige Grabenstruktur (WINTERHALTER 1972). Von dort aus zieht sich ein 50-100 km breiter Gürtel von mesoproterozoischen Sandsteinen, Konglomeraten und Schluffsteinen durch den Bottnischen Meerbusen bis zur schwedischen Küste bei Nordingå in Västernorrland. Darüber hinaus gibt es im nördlichen Teil des Bottenmeers ein weiteres 3-4 km tiefes Becken, das zu Teilen mit Jotnischem Sandstein gefüllt ist (KORJA, HEIKKINEN & AARO 2001). Ob sich dieser faziell tatsächlich mit den hier in Rede stehenden Sandsteinen vergleichen lässt, bleibt vorerst unklar. Da nord-schwedische Gesteine, wie Revsund-, Ragunda- und Rödö-Granit, in den Zählungen nur eine sehr untergeordnete Rolle spielen, kommt dieser nordbaltische Raum als Einzugsbereich für den Trebuser Sandstein wohl eher nicht in Frage. Das trifft nicht für Gesteine aus dem Bereich des Åland-

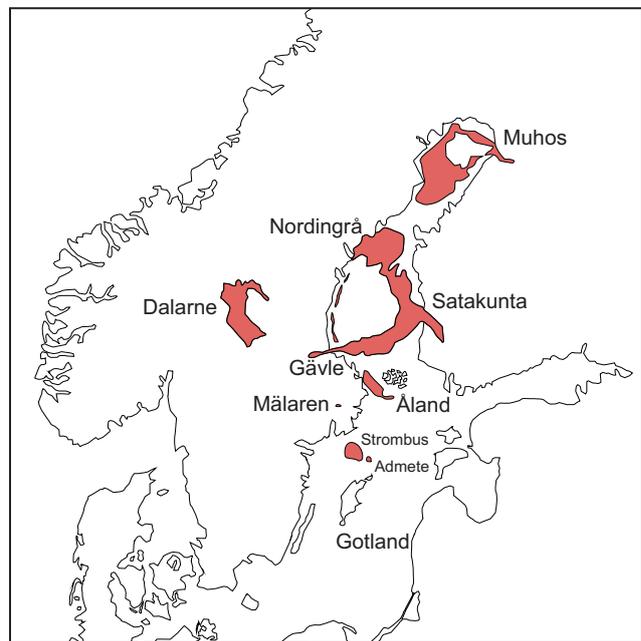


Abb. 2: Die Vorkommen von Jotnischem Sandstein in Baltoscandien nach FLODÉN (1984), PAULAMÄKI & KUIVAMÄKI (2006) sowie ALL, FLODÉN & PUURA (2006)

Fig. 2: The occurrences of Jotnian sandstone in Baltoscandia compiled from FLODÉN (1984), PAULAMÄKI & KUIVAMÄKI (2006) as well as ALL, FLODÉN & PUURA (2006)

Archipels zu, die in den Zählungen häufiger notiert wurden als Dalarne-Geschiebe. Westlich von Åland wurden durch Tiefenseismik und Bohrungen grabenartige Einsenkungen mit 500-1500 m mächtigen Serien aus Jotnischem Sandstein nachgewiesen. Die Struktur reicht bis zur schwedischen Küste nördlich von Stockholm. Ein weiteres submarines Vorkommen mit Jotnischem Sandstein ist das Strombus-Becken nördlich von Gotland, das sich in nordwestliche Richtung zum Landsort-Graben hin erstreckt. Es wird flankiert vom weniger bekannten Admete-Becken (ALL, FLOÉDEN & PUURA 2006). Die voran genannten, heute submarinen Vorkommen von Jotnischem Sandstein erweitern das Spektrum der potentiellen Liefergebiete für den Trebuser Sandstein.

Aus allen bisher vorliegenden petrographischen Untersuchungen der verschiedensten Vorkommen von Jotnischen Sandsteinen ist kein fazielles Merkmal abzuleiten, welches auf nur eine spezielle Region im Gesamtverbreitungsgebiet beschränkt ist. Deshalb bestehen derzeit wenig Aussichten, den Trebuser Sandstein durch sedimentpetrologische Untersuchungen einem engeren Heimatgebiet zuzuweisen.

### 3. Die kristallinen Begleitgeschiebe als Indikatoren für die Herkunft des Trebuser Sandsteins

Für das Typusgebiet des Trebuser Sandsteins auf der Lebusener Platte liegen umfangreiche Leitgeschiebezahlungen nach der HESEMANN-Methode von SCHUDEBEURS & ZWENGER (1992) vor. In den Zählungen mit durchschnittlich 1500 Einzelgeschieben wurden alle Gesteinstypen, so auch der Anteil an Trebuser Sandstein erfasst. Etwas mehr als die Hälfte entfielen auf Kristallineschiebe. Der Leitgeschiebeanteil lag durchschnittlich bei 12,7 %, so dass die statistischen Anforderungen für eine Zählung nach HESEMANN recht gut erfüllt sind. In der Abbildung 3 sind die Ergebnisse der Zählungen grafisch dargestellt. Aus der Karte sind deren HESEMANN-Schlüssel ersichtlich. Daraus lässt sich zunächst ganz allgemein feststellen, dass die Gesteine der Gruppe III (3. Ziffer = Südbaltikum), als auch die der Gruppe II (2. Ziffer = Mittelbaltikum) mit Anteilen zwischen 30-60 % am stärksten vertreten sind. Unmittelbar westlich von Trebus, dort wo der Trebuser Sandstein am häufigsten auftritt, ist die Gruppe II (41,2 % bzw. 53,3 %) etwas stärker als die Gruppe III (39,2 % bzw. 28,3 %) am Leitgeschiebeaufkommen beteiligt. Die nordbaltischen Gesteine (Gruppe I) erreichen dort nur 20 %. Das Verbreitungsgebiet des Jotnischen Sandsteins zieht sich zwar von Westfinnland bis in den nördlichen Teil des Bottnischen Meerbusens (Abb. 2), doch die Zahl der nordschwedischen und finnischen Leitgeschiebe ist zu gering, um einen engeren Bezug zu diesen nördlichen Liefergebieten herstellen zu können.

Die größten festländischen Vorkommen liegen in der mittelschwedischen Provinz Dalarna, weshalb auch von Dala-Sandstein gesprochen wird. Mit den Jotnischen Sandsteinen eng verbunden, treten dort postjotnische Basalte

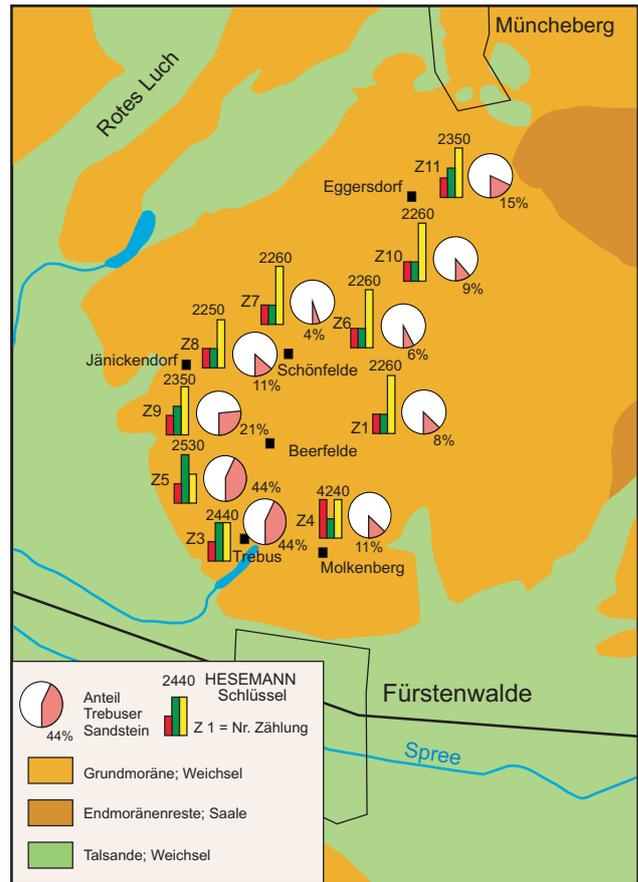


Abb.3: Ergebnisse von Zählungen nach der HESEMANN-Methode auf der Lebusener Platte

Fig. 3: Results of countings after HESEMANN on the Lebus ground moraine plate

(Dolerite) in decken- und gangförmiger Lagerung auf, die in der älteren schwedischen und in der Geschiebeliteratur als Diabase bezeichnet werden. Dazu gehören die in Dalarna beheimateten Öje- und Åsbydiabase. Die ungewöhnlich hohen Diabasanteile könnte man mit diesen mittelschwedischen Vorkommen in Beziehung bringen. Diese Diabase bzw. Basalte setzen sich jedoch petrographisch nicht deutlich genug von denen anderer Regionen ab. Sie sind mit petrographisch sehr ähnlichen Typen als Intrusiva in den Serien des Jotnischen Sandsteins von Gävle und Nordingrã zu finden.

Dort wo Trebuser Sandstein besonders stark vertreten ist, kommt nebenher der Braune Ostsee-Quarzporphyr häufiger als alle übrigen mittelbaltischen Gesteine vor. Diese Vulkanite, die im Bereich der Ostsee südöstlich von Stockholm beheimatet sind, treten als Geschiebe bei Trebus vergleichsweise häufiger auf als Dala-Porphyre. Dieser Umstand veranlasste MEYER (2000) zu dem Hinweis, das Liefergebiet des Trebuser Sandsteins besser im Bereich des heutigen Ostseebodens zu suchen. Da in der HESEMANN-Gruppe II für das Mittelbaltikum sowohl die Gesteine aus Dalarna, als auch diejenigen aus der mittleren Ostsee eingehen, werden diese Details überdeckt. Die Zuordnung der

Leitgeschiebetypen und die Konfiguration der vier großen Heimatprovinzen hat immer wieder Kritik am HESEMANN-Schlüssel und an der Methode hervorgerufen. Die Niederländer haben die vier großen baltoskandischen Herkunftsgebiete unterteilt und halten insgesamt 10 Subgruppen aus, wovon benachbarte Gebiete wiederum zusammengefasst werden (ZANDSTRA 1988). Wenn man das Prinzip auf die hier besprochenen Zählungen anwendet, werden die Gesteine am Ostseeboden vor Stockholm (Subgruppe 3) mit den Uppland-Gesteinen (Subgruppe 4) und den aus der Umgebung von Stockholm (Subgruppe 5) als Ost-Mittelbaltikum zusammengefasst. Dadurch wird das ohnehin starke Zählergebnis für den Braunen Ostsee-Quarzporphyr aufgewertet. Allerdings würde ohne die zusätzliche Subsummierung der Dalarne-Gesteine dieser Raum hinter der Quote der Småland-Gesteine zurückbleiben. Das Liefergebiet und die Zahl der Gesteinsvarietäten von Småland sind einfach zu groß für einen realen Vergleich mit dem Potential der Åland-Inseln und dem vergleichsweise kleinen Vorkommen des Braunen Ostsee-Quarzporphyrs.

Eine ganz spezielle Zähl- und Darstellungsmethode wurde von SMED (1993) entwickelt. Er hat die Anzahl der zu erfassenden Leitgeschiebe reduziert, indem er benachbarte Leittypen zusammengefasst hat. Außerdem berücksichtigt diese Zählmethode neben kristallinen Geschieben zusätzlich die Erfassung von Sedimentgesteinen mit definiertem Herkunftsgebiet als sogenannte statistische Leitgeschiebe. Nach der SMED-Methode wurden von JUSCHUS (2000) und GÓRSKA (2003, 2006) Zählungen in Brandenburg und Polen durchgeführt. Die Zahl der kristallinen Leitgeschiebetypen in diesen Zählungen lag allerdings bei weniger als 20 Stück pro Zählung. Dabei wurden neben anderen Sedimentgesteinen auch Dala-Sandsteine als sogenannte statistische Leitgeschiebe verwendet, deren Heimat nach SMED (1993) aus den voran besprochenen Gründen nordwestlich des Siljansees angesetzt wird. Das führt leider zu unbrauchbaren Zerrbildern bei der Ermittlung des Gesamtherkunftsgebietes aus einer solchen Geschiebezählung.

Aus den inzwischen sehr häufig verwendeten Kreisdiagrammen nach SMED lässt sich der generelle Trend einer Zählung synoptisch erfassen. Deshalb wird hier in der Abbildung 4 exemplarisch diese Darstellungsart gewählt, um einen Vergleich mit den HESEMANN-Schlüsseln in der Grafik der Abbildung 3 zu bieten. Es handelt sich um die Zählungen 3, 5 und 9, die westlich von Trebus und Beerfelde ausgeführt wurden. Darin wurden für den Trebuser Sandstein Anteile von 21,0-44,4 % festgestellt. Insofern heben sie sich von den übrigen Zählungen etwas ab. Aus der Größe der farbigen Kreise am jeweiligen Heimatgebiet ist der Anteil einzelner kristalliner Leitgeschiebe abzuleiten. Aus Maßstabsgründen reduziert sich die Darstellung auf die am stärksten vertretenen Leittypen. In diesem Fall sind das die Åland-Gesteine, der Braune Ostsee-Quarzporphyr und die Småland-Gesteine. Der Anteil des Trebuser Sandsteins an der jeweiligen Zählung ist an den Tortendiagrammen der Abbildung 4 ablesbar. Auf diese Weise kann man sehr leicht

erfassen, wo die Schwerpunkte einer jeden Zählung liegen. Sowohl in den drei ausgewählten, als auch in den übrigen sieben Zählungen auf der Lebuser Platte ergibt sich aus den Hauptkomponenten stets eine Traverse von den Åland-Inseln über die mittlere Ostsee vor Stockholm in Richtung Småland.

Zur Eingrenzung des Liefergebietes anhand von Leitgeschiebezählungen hat LÜTTIG (1958) die Berechnung des Theoretischen Geschiebezentrums (TGZ) entwickelt. Dabei werden zunächst für alle in einer Zählung notierten Leitgeschiebe die Summen ermittelt, die sich aus den geographischen Längen- und Breitengraden der jeweiligen Heimatgebiete ergeben. Anschließend werden daraus die Durchschnittswerte errechnet, welche zugleich die Koordinaten des Zentrums aus allen betrachteten Heimatgebieten sind. In den letzten Jahren hat diese Methode eine gewisse Renaissance erlebt, wobei Herkunfts- und Altersfragen von Geschiebespektren im Mittelpunkt der Auswertungen stehen. Dabei benutzt man neben kristallinen Leitgeschieben auch Sedimentär- und Metasedimentgesteine zur Berechnung des TGZ. Es war naheliegend, an dieser Stelle die Aussagekraft der Methode zu testen. Da ein relativ komfortabler Datenbestand an kristallinen Leitgeschieben vorlag, wurde auf die Einbeziehung von Sedimentgesteinen verzichtet. In der Tabelle 1 sind beispielhaft die Gesteinslisten und TGZ-Koordinaten der Zählungen mit den Maxima an Trebuser Sandsteinen wiedergegeben. Es sind die gleichen Zählungen, die in den Kreisdiagrammkarten der Abbildung 4 dargestellt werden. Alle auf diese Weise ermittelten TGZ sind aus der mit Längen- und Breitengraden versehenen Karte der Abbildung 5 zu entnehmen. Darin zeigt sich, dass die TGZ im küstennahen Bereich zwischen Stockholm und Västervik liegen. Die TGZ für die Zählungen an der Typuslokalität Trebus (Nr. 3 und Nr. 5) liegen sehr dicht beieinander in der Ostsee, etwa 100 km südöstlich von Stockholm entfernt.

Der Trebuser Sandstein ist tatsächlich in der Nähe der namengebenden Ortslage am häufigsten vertreten. In zwei Zählungen westlich von Trebus erreichte er 44,3 bzw. 44,4 % des Gesamtgeschiebebestandes, in denen jeweils ca. 3000 Einzelgeschiebe bestimmt wurden. Etwa 8 km nordöstlich davon, bei Beerfelde, waren es 20,6 % und südlich von Müncheberg 14,8 % (vgl. Abb. 3). Unmittelbar südlich des Berliner Urstromtales sind diese Geschiebe lokal ebenfalls stark vertreten. Auf der Grundmoränenplatte von Pfaffendorf erreichte der Trebuser Sandstein immerhin 16,8 %. Dieser Ort wurde bereits von BENNHOLD (1931) wegen des dort häufig verbauten roten Sandsteins hervorgehoben. Bei Reichenwalde, am Südrand der Rauenschen Berge, waren es noch 5,3 %. Bei Pfaffendorf, Reichenwalde sowie südlich von Müncheberg treten glazitektonisch bedingt saalezeitliche Endmoränenreste oberflächennah auf. Offenbar lagen aber die Zählpunkte nicht in derartigen Störungsbereichen, da keine auffälligen Unterschiede im Geschiebebestand zu verzeichnen waren und dort, so wie in allen anderen Zählungen, südnorwegische Gesteine gänzlich fehlten.

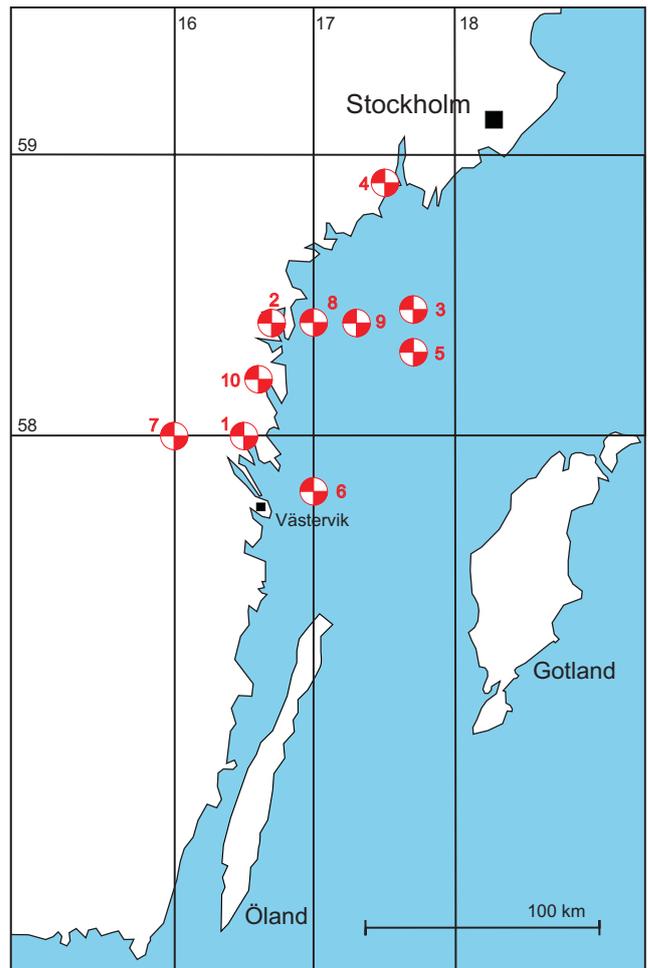
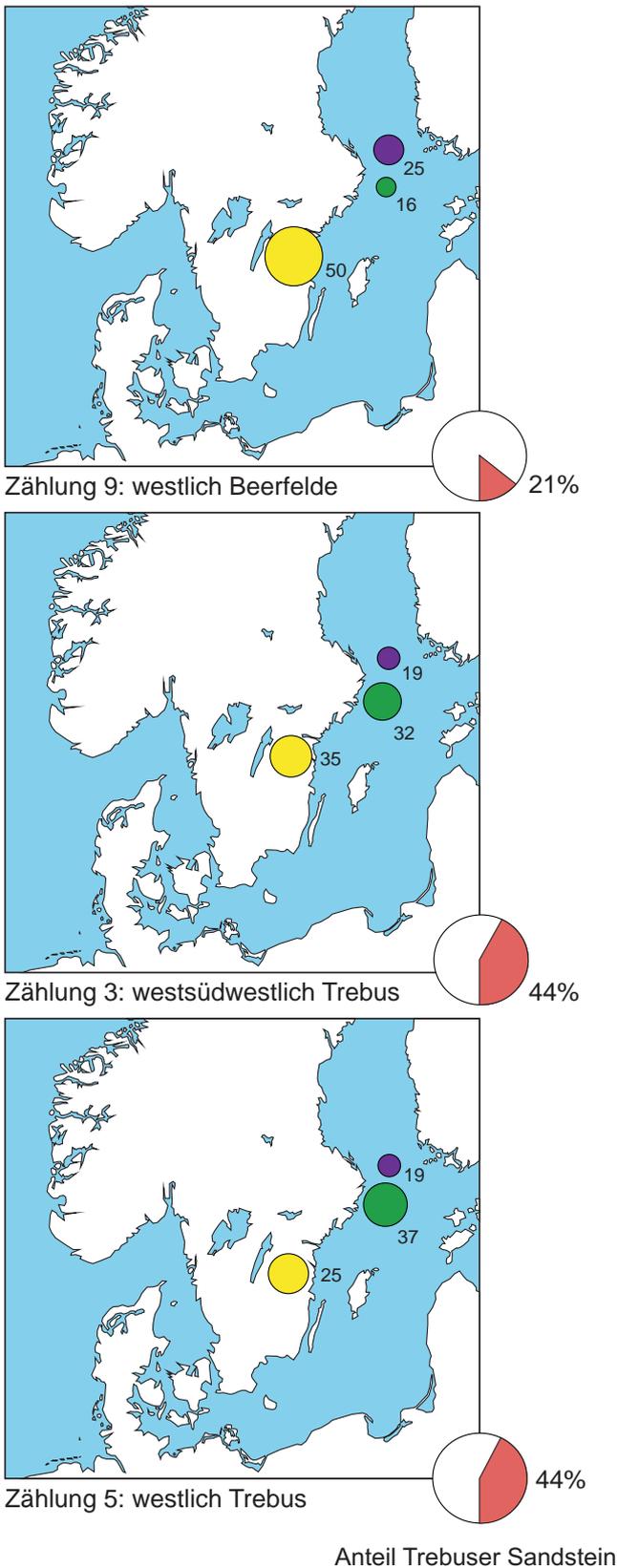


Abb. 5: Die Lage der Theoretischen Geschiebezentren (TGZ) anhand von Zählungen kristalliner Leitgeschiebe auf der Lebuser Platte. Die Ziffern 3 und 5 markieren die Zählungen mit den Maximalanteilen von Trebuser Sandstein.

Fig. 5: The location of the theoretical boulder center (TBC) on the basis of indicator pebble countings on the Lebus ground moraine. The numbers 3 and 5 mark the countings with the maximum content of Trebus sandstone.

Abb. 4: Die häufigsten Kristallineschiebe aus drei Zählungen nach der Hesemann-Methode mit sehr starken Anteilen an Trebuser Sandstein (Anteil in den Tortendiagrammen). Aus der Größe der Kreisdurchmesser ist der prozentuale Anteil der kristallinen Haupttypen ersichtlich.

Fig. 4: The most common cristalline boulders of three countings after Hesemann with very high content of Trebus sandstone (share in the pie charts). The percentage of the main types of indicator pebbles is derivable from the size of the circle diameter.

<b>Leitgeschiebe</b>	Anzahl (n) in Zählung Nr. 3	n x geogr. Länge (λ)	n x geogr. Breite (φ)	Anzahl (n) in Zählung Nr. 5	n x geogr. Länge (λ)	n x geogr. Breite (φ)	Anzahl (n) in Zählung Nr. 9.	n x geogr. Länge (λ)	n x geogr. Breite (φ)
rot: Guppe I (Nordbaltikum)									
grün: Gruppe II (Mittelbaltikum)									
gelb: Gruppe III (Südbaltikum)									
Åland-Rapakivi	2	40,0	120,0	2	40,0	120,0	5	100,0	300,0
Åland-Granit	14	308,0	840,0	14	308,0	840,0	19	418,0	1140,0
Åland-Granophyr	2	40,0	120,0	1	20,0	60,0	1	20,0	60,0
Åland-Granitporphyr	1	20,0	60,0	2	40,0	120,0	-	-	-
Prick-Granit	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Finnischer Pyterlit	1	28,0	60,7	-	-	-	-	-	-
Finnischer Rapakivigranit	1	-	-	-	-	-	-	-	-
Rödöaplitgranit	-	-	-	1	17,2	62,2	-	-	-
Ångermanland-Zweiglimmergranit	-	-	-	-	-	-	1	-	-
Roter Ostsee-Quarzporphyr	1	21,1	59,1	-	-	-	1	21,1	59,1
Brauner Ostsee-Quarzporphyr	37	699,3	2171,9	32	604,8	1878,4	16	302,4	939,2
Uppsala-Granit	6	102,0	358,2	1	17,0	59,7	1	17,0	59,7
Sala-Granit	1	16,5	59,7	-	-	-	1	15,5	59,7
Stockholm-Granit	7	126,0	415,1	2	36,0	118,6	1	18,0	59,3
Bredvad-Porphyr	7	98,0	429,8	1	14,0	61,4	7	98,0	429,8
div. Dalarne-Feldspatporphyre	1	14,3	61,2	-	-	-	-	-	-
Ålvdalen-Porphyr	1	-	-	1	-	-	-	-	-
div. Dalarne-Quarzporphyre	1	14,3	61,2	-	-	-	2	28,6	122,4
Grönklitt-Porphyr	2	29,0	122,8	3	43,5	184,2	2	29,0	122,8
Digerberg-Tuffit	1	13,2	61,0	2	26,4	122,0	-	-	-
div. Småland-Granite	25	387,5	1425,0	35	542,5	1995,0	50	775,0	2850,0
Lönneberga-Porphyr	-	-	-	1	16,0	57,4	-	-	-
div. Småland-Porphyre	7	108,5	399,0	2	31,0	114,0	7	108,5	399,0
Filipstad-Granit	-	-	-	1	-	-	-	-	-
Karlshamn-Granit	-	-	-	-	-	-	1	15,0	56,2
div. Blekkinge-Granite	2	-	-	-	-	-	1	-	-
Bornholm-Streifengranit	-	-	-	1	15,0	55,2	-	-	-
<b>Summen</b>	<b>120</b>	<b>2066,0</b>	<b>6825,0</b>	<b>102</b>	<b>177,4</b>	<b>5848,1</b>	<b>118</b>	<b>1967,1</b>	<b>6657,2</b>
<b>TGZ (Theoretisches Geschiebezentrum)</b>		<b>17,7</b>	<b>58,3</b>		<b>17,7</b>	<b>58,5</b>		<b>17,3</b>	<b>58,4</b>

Tab. 1: Gesteinslisten und TGZ-Berechnungen für drei Zählungen mit Maximalanteilen von Trebuser Sandstein

Tab. 1: Rock lists and calculations of theoretical boulder center (TBC) for three countings with maximum content of Trebus sandstone

#### 4. Kleingeschiebeanalysen im Typusgebiet des Trebuser Sandsteins

Bei den voran besprochenen Leitgeschiebezählungen wurden die an einem ausgewählten Punkt auf der Geländeoberfläche vorgefundenen Geschiebe erfasst. Es stellte sich also die Frage, wie das Geschiebeinventar in der darunter anstehenden Grundmoräne beschaffen ist. Von besonderem Interesse waren diesbezüglich die oberflächennahen eiszeitlichen Bildungen im Bereich der Typuslokalität des Trebuser Sandsteins. Der betrachtete Abschnitt der Grundmoränenhochfläche östlich von Trebus ist eben bis flach gewellt mit NN-Höhen zwischen 53 und 62 m. Größtenteils ist dort oberflächennah nur Geschiebelehm vorzufinden, der von einer 0,7-2 m mächtigen Dekke aus stark feinsandigen, schwach schluffigen Mittelsanden überlagert wird. Diese Sande sind ungeschichtet. Der Geschiebelehm hat im trockenen Zustand die glei-

che hellocker-gelbe Farbe wie die Sande darüber. In den Erläuterungen zu den Geologischen Messtischblättern Fürstenwalde und Beerfelde werden sie als "Geschiebedecksand über dem Oberen Geschiebemergel" bezeichnet. Im engeren Umfeld von Trebus streicht der Geschiebelehm nur in vergleichsweise kleinen Arealen direkt an der Oberfläche aus. Flächenmäßig überwiegt dort zuoberst Geschiebedecksand. Für auffällig starke Geschiebestreuungen auf Grundmoränenoberflächen kommt nach allgemein verbreiteter Ansicht der Geschiebemergel bzw. -lehm als Quelle in Frage. Die Decksande auf der Grundmoräne werden zumeist als glazifluviale Nachschüttbildungen aufgefasst. Sie gelten in der Regel nicht als sonderlich steinführend. Bei näherer Betrachtung liegen die Massenvorkommen von Trebuser Sandsteinen aber nicht direkt auf den bindigen Sedimenten der Grundmoräne, sondern auf deren sandigen Deckschichten. Bei WAHNSCHAFFE (1916, S. 360) heißt es: „Der Geschiebesand

ist 1,2-2 m mächtig und sehr reich an Geröllen und Geschieben“. Über das Geschiebeinventar dieser Decksande existieren bis dato weder quantitative noch qualitative Untersuchungen. Lediglich zu den Geschiebemergeln, die ehemals am nördlichen Stadtrand von Fürstenwalde aufgeschlossen waren, gibt es publizierte Kleingeschiebuntersuchungen von HANNEMANN (1967). Diese dienten der lokalen Abgrenzung saale- und weichselkaltzeitlicher Moränen. Für die hier erörterten Fragestellungen helfen sie nicht weiter. Deshalb wurden an 6 Stellen Bohrproben aus dem oberflächennah anstehenden Geschiebelehm und aus dem Geschiebedecksand entnommen (Abb. 6). Die Beprobungspunkte der Decksande liegen im Bereich der Stellen, an denen die Leitgeschiebezählungen Nr. 3 und Nr. 5 die größten Anteile an Trebuser Sandstein ergeben haben. Die dazu nächstgelegene größere Ausstrichfläche von Geschiebelehm, etwa 1 km weiter nördlich davon, wurde in gleicher Weise beprobt. Es wurden jeweils zwischen 7-10 kg Lockersediment entnommen. Der Feinanteil wurde durch Nasssiegung abgetrennt. Die Anzahl

der ausgezählten Geschiebe lag im Durchschnitt bei 316 Stück pro Probe, wobei in den Decksanden, verglichen mit denen des Geschiebelehms (Abb. 7), die überraschenderweise größeren Anteile pro Kilogramm enthalten waren. In den untersuchten Decksanden lagen die Gehalte an nordischem Kristallin und Sandsteinen über denen des Geschiebelehms. Insbesondere die Gehalte an Trebuser Sandsteinen liegen in den Decksanden mit 17,5-35,2 % deutlich über den Gehalten von 2,4-10,4 %, die für Geschiebelehm ermittelt wurden. Das Ergebnis ist recht bemerkenswert und geht einher mit den auf der Oberfläche gezählten Anteilen an Trebuser Sandsteinen. Die rot-violetten quarziti-schen Sandsteine lassen sich sowohl in den Decksanden, als auch im Geschiebelehm in kleinen Bruchstücken bis zu 4 mm Durchmesser aufgrund ihrer charakteristischen Farbe und Körnung gut erkennen. In den Geschiebelehmproben und bevorzugt in denen aus Decksanden kamen nach dem Absieben zahlreiche rostbraunfarbene Sandsteinbruchstücke von geringer Festigkeit zum Vorschein. Dabei könnte es sich durchaus um verwitterten Trebuser Sandstein handeln, so dass letztendlich seine Anteile im Decksand noch etwas höher ausfallen würden.

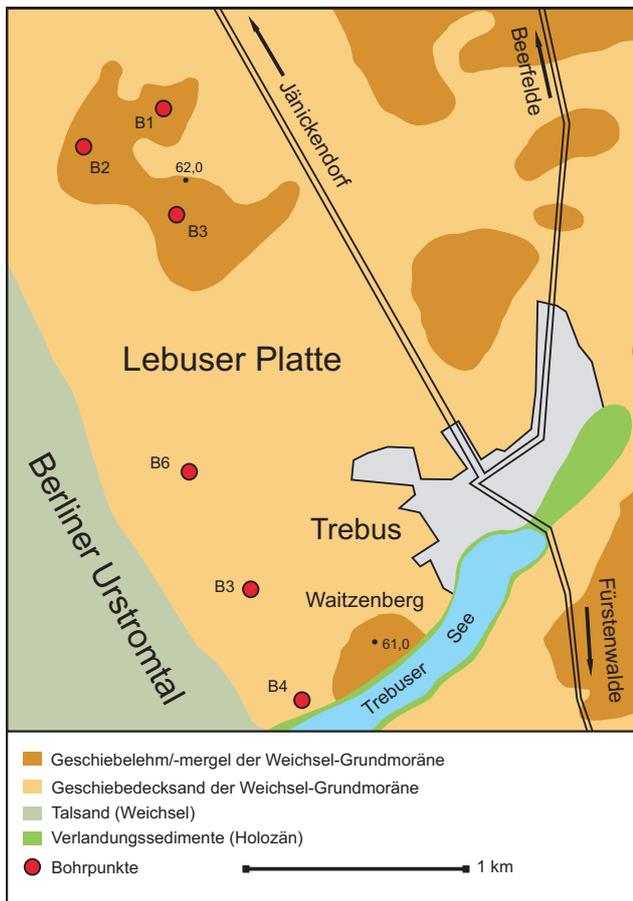


Abb. 6: Die Lage der Bohr-/Beprobungspunkte für Kleingeschiebezählungen in den oberflächennahen Schichten der Grundmoräne westlich von Trebus

Fig. 6: The location of the drilling-/samplingpoints for gravel countings in the near surface layers of the ground moraine west of Trebus

Mit 16,9-18,1 % sind Schluffsteine im Trebuser Geschiebelehm relativ häufig vertreten, was theoretisch für ein weichselzeitliches Alter spricht. Der überwiegende Teil ist glimmerfrei, olivgrau bis olivgraugrün gefärbt und entspricht nicht den paläozoischen Schiefen, die einschlägig als Geschiebe hier vorkommen. Es handelt sich möglicherweise um mesozoische Schluffsteine, die nach nicht allzu großer Transportbeanspruchung im Geschiebelehm noch erhalten sind. Im Vergleich zum Geschiebelehm ist der Schluffsteingehalt im Decksand, offenbar verwitterungsbedingt, mit 2,7-5,6 % wesentlich geringer. Die Zahl der Feuersteine im Geschiebelehm ist größer als im Decksand. Paläozoische Kalksteine spielen aufgrund der Verwitterung in den untersuchten obersten Schichten nur eine sehr untergeordnete Rolle. Tonsteine und Dolomite wurden im Probenmaterial nicht gefunden.

Die Kleingeschiebeanalysen haben gezeigt, dass die Anhäufungen von Trebuser Sandstein ursächlich mit den Geschiebedecksanden zu tun haben. Der vorliegende Befund unterstützt die Annahme, dass der Geschiebedecksand ein Residuum aus dem Geschiebemergel der Grundmoräne ist. Durch Karbonatlösung und die weitgehende Auswaschung der Schluff- und Tonfraktion ist der Geschiebemergel über Geschiebelehm zu Geschiebedecksand degeneriert. Im Geschiebedecksand kam es zu einer Anreicherung von verwitterungsbeständigeren Kristallin- und Sandsteingeschieben. In der Fraktion von 4-10 mm sind alle weniger verwitterungsresistenten Bestandteile, wie Schluffstein, Feuerstein und Kalkstein im Decksand geringer vertreten als im Geschiebelehm. Insbesondere der Nachweis der Anreicherung der lokal typischen roten Trebuser Sandsteine in der Kiesfraktion ist ein Beleg dafür, dass die Decksande an dieser Stelle Verwitterungsprodukte von Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel sind.

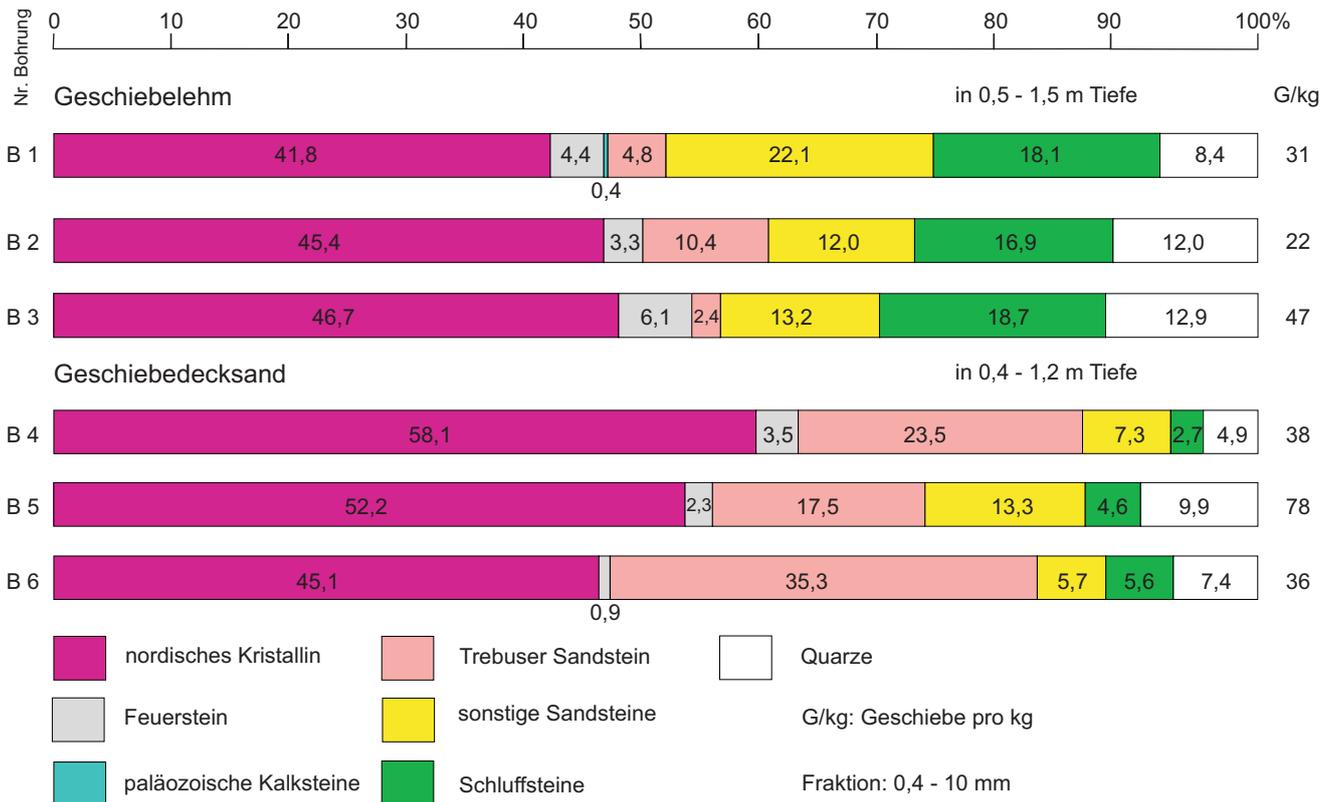


Abb. 7: Ergebnisse von Kleingeschiebezählungen aus Geschiebelehm und Geschiebedecksand westlich von Trebus  
 Fig. 7: Results of pebble countings from sandy and loamy layers of ground moraine west of Trebus

## 5. Die historische Nutzung des Trebuser Sandsteins als Werkstein

Das älteste Bauwerk aus Trebuser Sandstein ist das etwa 10 km nordöstlich von der Typuslokalität entfernte Steinkistengrab bei Tempelberg. Die Grabanlage wurde 1871 entdeckt und wird der Kugelamphorenkultur des Mittelneolithikums (ca. 3100-2700 a BC) zugeordnet. Von der ursprünglichen Grabkammer sind noch 11 Steinplatten erhalten. Bis auf eine aus grauem paläozoischem Kalkstein, bestehen alle übrigen Platten aus typischem Trebuser Sandstein. Diese sind in einem annähernd trapezförmigen Grundriss mit einer Länge von 8 m und einer Breite zwischen 2 und 2,4 m aufgestellt (Abb. 8). Die größte Platte weist eine Längsachse von ca. 2,15 m auf. Ein ähnlich großes Exemplar befindet sich etwa 300 m südöstlich an einem Grabendurchlass, für dessen Bau Steine der Grabanlage im 19. Jahrhundert verwendet wurden. Durch diesen Raubbau wurde das Steinkistengrab von Tempelberg bekannt. Von BOWITZ (2009) wurde eine infrarotspektroskopische Analyse des Gesteins in situ durchgeführt. Die Messkurven sind nahezu identisch mit Jotnischem Sandstein aus dem Anstehenden bei Älvdalen (Dalarne). Heute nicht mehr vorhanden ist das Steinkistengrab von Klein Rietz (Landkreis Oder-Spree), das durch FRIEDEL (1899) kurz beschrieben wurde. Wesentlich umfassender ist die Kenntnis derartiger neolithischer Megalithgräber in Mecklenburg-Vorpommern. Größere zusammenhängende Verbreitungsgebiete von Gräbern

mit nachweislich verbautem Jotnischem Sandstein wurden von GEHL (1972) entlang der Flüsse Recknitz und Schwinge notiert. Die rote Farbe spielte in der Großsteingrabkultur eine besondere Rolle. Es ist die Farbe des Blutes und des Feuers. Das Feuer ist im Verbrennungsritual das Medium für den Übergang vom Tod zum ewigen Leben. Der völligen Umhüllung des Grabes mit roten Sandsteinplatten kann außerdem eine apotropäische Funktion zukommen (TREBBES 2009).

Die spätromanisch/frühgotischen Feldsteinkirchen des 13. Jahrhunderts bilden die älteste Steinkirchengeneration in Brandenburg. Dazu gehören auch die im Typusgebiet des Trebuser Sandsteins errichteten Dorfkirchen von Trebus, Beerfelde und Jänickendorf. Der Steinbedarf für diese Kirchen war ziemlich hoch, da die Erbauer nur sorgfältig behauene Quader in gleich hohen (isodomen) Lagen von 25-30 cm verwendeten. An diesen Quadersteinkirchen sind mitunter an den äußeren Mauerwerksecken Ornamentsteine mit eingravierten Schachbrettmustern zu finden. Diese christlichen Symbole können als Zeitmarken für die erste Hälfte des 13. Jahrhunderts benutzt werden (ZWENGER & ZWENGER 2007). Sie treten verhältnismäßig selten in skandinavischen und ostelbischen Feldsteinkirchen auf. Der quarzitische Trebuser Sandstein eignete sich sehr gut für die Gravur derartiger Schachbrettsteine (Abb. 9). Dort, wo er in genügend großen Blöcken auftritt, ist er sowohl in sakralen, als auch in weltlichen Bauten häufig vertreten. An den behauenen Steinen lässt sich

besonders gut die Vielfalt der Sedimentstrukturen der roten Sandsteine studieren.

FRIEDEL (1899) lieferte eine zeitgenössische Darstellung zur Verwendung des Trebuser Sandsteins als Werkstein für den Hausbau, zur Errichtung von Einfriedungen sowie im Straßen- und Brückenbau. Er nannte spezielle Orte in der Feldmark, an denen damals Sandsteine in großen Mengen abgesammelt bzw. bis zu 2 m tief ausgegraben wurden. Das zugehauene Material wurde über spezielle Wege zu den Fürstenwalder Ablagen an der Spree transportiert und von dort bis nach Berlin verschifft.

Die Lesesteinhaufen in den Feldfluren um Trebus wurden im letzten Jahrzehnt sehr stark dezimiert und sind nur noch ein schwaches Abbild des einstigen Steinreichtums. Es gibt in der Ortsmitte, am nordwestlichen Uferhang des Trebuser Sees, eine Anzahl terrassenförmig angeordneter Trockenmauern (Abb. 10). Diese bestehen nahezu vollständig aus den typischen rot-violetten Sandsteinen und werden einem alten Weinberg zugeordnet. Die Anlage wurde im Jahre 2006 in Stand gesetzt und bietet heutzutage die beste Möglichkeit, den Trebuser Sandstein zu studieren. Es gibt kein größeres Bauwerk, in dem einheitlich eine derartige Menge dieses Sandsteins verbaut ist. Man kann an dieser Stelle ein wenig erahnen, weshalb es vor 228 Jahren wegen eines vermeintlichen "Sandsteinlagers" bergbauliche Erkundungsbohrungen gegeben hat.



Abb. 9: Ein Schachbrettstein aus Trebuser Sandstein (1. Hälfte des 13. Jahrhunderts) am Ostgiebel der Dorfkirche von Herzberg (Landkreis Oder-Spree), Größe: 38 x 28 cm

Fig. 9: A chessboard stone of Trebus sandstone (first half of the 13th century) on the east gable of the village church of Herzberg (Oder-Spree county), size: 38 x 28 cm



Abb. 8: Das Steinkistengrab von Tempelberg (Landkreis Oder-Spree) aus der Kugelamphorenkultur (Mittelneolithikum)  
Fig. 8: The stone grave of Tempelberg (Oder-Spree county) from middleneolithic Kugelamphorenkultur



Abb. 10: Trockenmauern eines alten Weinberges am Nordwestufer des Trebuser Sees  
 Fig. 10: Stone walls of old vineyard near the north west bank of Trebus Lake

### Zusammenfassung

Etwa 50 km östlich von Berlin und 3 km nördlich von Fürstenwalde (Spree) treten bei dem Dorf Trebus massenhaft rote bis rot-violette Sandsteingeschiebe auf. Diese wurden als vermeintliche Lokalgeschiebe unter der Bezeichnung Trebuser Sandstein von C. F. KLÖDEN (1829) in die Literatur eingeführt. Es handelt sich dabei um überwiegend mittelkörnige Arkosen, welche dem Jotnischen Sandstein (1,3-1,4 Ga) entsprechen. Charakteristisch sind gelbliche Bleichungsstellen sowie konzentrisch schalige Entfärbungsringe. Als Liefergebiet kommt das sehr breite Ausstrichgebiet zwischen Südwestfinland und Mittelschweden, einschließlich des Ostseebodens in Frage. Zur geographischen Einengung dessen wurden anhand der kristallinen Begleitgeschiebe des Trebuser Sandsteins Leitgeschiebezählungen nach der HESEMANN-Methode durchgeführt. Die für das Massenvorkommen an Trebuser Sandsteinen ermittelten theoretischen Geschiebezentren (TGZ) nach LÜTTIG (1958) liegen in der Ostsee zwischen Stockholm und Gotland. Sie sind nicht weit entfernt vom submarinen Vorkommen des Braunen Ostsee-Quarzporphyrs, der neben Åland- und Småland-Geschieben auffällig häufig den Trebuser Sandstein begleitet. Der heute submarine Bereich der mittleren Ostsee hat das betrachtete Geschiebespektrum stark geprägt. Das Häufigkeitsmaximum des Trebuser Sandsteins mit bis zu 44,4 % am Gesamtge-

schiebeaufkommen befindet sich unmittelbar westlich von Trebus im Bereich der Geschiebedecksande über der weichselkaltzeitlichen Grundmoräne. Die ungeschichteten Decksande sind als das Verwitterungsprodukt von Geschiebelehm bzw. Geschiebemergel aufzufassen. Der größere Gesamtgeschiebeanteil, als auch der deutlich größere Anteil von Trebuser Sandstein (bis 35 %) in der Kiesfraktion wird als Beleg dafür angesehen, dass die Geschiebedecksande ein Residuat des Geschiebelehms darstellen.

### Summary

About 50 km east of Berlin, 3 km north of Fürstenwalde (Spree), masses of red to purple-red sandstone boulders occur near the village Trebus. Herein after referred to as Trebus sandstone these were introduced in the geological literature by C. F. KLOEDEN (1829) as alleged local erratic boulders. These predominantly middlecoarse arkoses can be classified as Jotnian Sandstone (1,3-1,4 Ga). Characteristic are yellowish bleaching stains and concentrically shelled decolorization rings.

The very broad area between Southwest Finland and central Sweden, including the Baltic Sea floor is almost in question as a supply area. Countings of indicator pebbles after HESEMANN-method along the Trebus sandstone occurrences

were carried out for the geographical restriction. The theoretical boulder center (TBC after LÜTTIG 1958) for the mass occurrences of Trebus sandstone were valued in the Baltic Sea between Stockholm and Gotland. They are not far from the submarine deposits of the brown baltic-quartzporphyry, which beside boulders from Åland and Småland conspicuously often accompanies the Trebus sandstone. The area of recent submarine ground in the central Baltic Sea marked the majority of the boulders spectrum. The frequency maxima of Trebus sandstone up to 44 % on total boulder community, is located immediately west of Trebus within periglacial sands which are overlaying the Weichselian moraine.

The unstratified periglacial sands are regarded as the weathering products of boulder clay or glacial till. The larger proportion of erratic pebbles and the significantly larger proportion of Trebus sandstone (up to 35 %) in the gravel fraction is the evidence for the residual nature of the sands which are overlaying boulder clay and glacial till.

## Literatur

- ALDAHAN, A. A. (1985): Mineral diagenesis and petrology of the Dala Sandstone, central Sweden. - Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala, New Series **12**, S.1-48, Uppsala
- ALL, T., FLODÉN, T. & V. PUURA (2006): A complex model of Mesoproterozoic sedimentary and igneous suites in a graben setting north of Gotland, Baltic Sea. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **128**, 1, S. 53-63, Stockholm
- BENNHOLD, W. (1931): Über den Trebuser Sandstein und seine Begleitgesteine. - Zeitschrift für Geschiebeforschung **7**, 4, S. 150-154, Leipzig
- BENNHOLD, W. (1932): Konzentrische Entfärbungsringe (Liesegang'sche Ringe) auf rotem Trebuser Sandstein. - Zeitschrift für Geschiebeforschung **8**, 2, S. 184-187, Leipzig
- BERGMANN, G. (1980): Qicksand structures in Jotnian sandstone of central Sweden. - Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar **102**, 2, S. 112-116, Stockholm
- BOWITZ, J. (2009): Infrarotspektroskopische Untersuchungen der Steinplatten vom Steinkistengrab im Tempelberger Forst bei Trebus. - Bericht Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, 6 S., Berlin (unveröff.)
- FRIEDEL, E. (1899): Der rote Sandstein von Trebus bei Fürstenwalde a. Spr.. - Brandenburgia VII Jg. 1898/99, S. 378-387, Berlin
- FLODÉN, T. (1984): Der Strukturbau im Seegebiet von Schweden. - Zeitschrift für angewandte Geologie **30**, 1, S. 2-16, Berlin
- GIRARD, H. (1855): Die norddeutsche Ebene insbesondere zwischen Elbe und Weichsel geologisch dargestellt. - 265 S., Berlin (G. Reimer)
- GEHL, O. (1972): Das Baumaterial der Megalithgräber in Mecklenburg. - In: SCHULD, E.(Hrsg.): Die mecklenburgischen Megalithgräber. Untersuchungen zu ihrer Architektur und Funktion. - Beiträge zur Ur- und Frühgeschichte der Bezirke Rostock, Schwerin und Neubrandenburg **6**, S. 109-115, Berlin (Deutscher Verlag der Wissenschaften)
- GORBATSCHEV, R. (1967): Petrology of Jotnian rocks in Gävle area. - Sveriges geologiska undersökning Ser. Ca **21**, S. 1-50, Stockholm
- GÓRSKA, M. (2003): The petrography of glacial sediments in Uckermark, NE Brandenburg – a preliminary study. - Landform Analysis **4**, S. 39-48, Katowice
- GÓRSKA, M. (2006): Fennoscandian erratics in glacial deposits of the Polish Lowland – Methodical aspects. - Studia Quaternaria **23**, S. 11-15, Warszawa
- HANNEMANN, M. (1967): Neue Quartärgeologische Untersuchungen in Ostbrandenburg. - In: CEPEK, A. G. (Hrsg): Kurzreferate und Exkursionsführer-Quartärforschung und angewandte Geologie in Brandenburg. - Deutsche Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, 120 S., Berlin
- HESEMANN, J. (1930): Wie sammelt und verwertet man kristalline Geschiebe?. - Sitz. Ber. Geol. Landest. **5**, S. 188-196, Berlin
- HUCKE, K. & E. VOIGT (1967): Einführung in die Geschiebeforschung. - 132 S., Oldenzaal (Niederlandse Geologische Vereniging)
- HJELMQUIST, V., S. (1966): Beskrivning till Berggrundskarta över Kooparbergs Län. - Sveriges geologiska undersökning Ser. Ca **40**, S. 1-217, Stockholm
- JUSCHUS, O. (2000): Das Jungmoränenland südlich von Berlin – Untersuchungen zur jungquartären Landschaftsentwicklung zwischen Unterspreewald und Nuthe. - Dissertation HU Berlin, 126 S., Berlin, <http://edoc.hu-berlin.de/dissertationen/juschus-olaf-2001-05-04/HTML/front.html#front>
- KLÖDEN, K. F. (1829): Beiträge zur mineralogischen und geognostischen Kenntniß der Mark Brandenburg. - 2. Stück, S. 38-40, Berlin (Nauck'sche Buchdruckerei)
- KLÖDEN, K. F. (1834): Die Versteinerungen der Mark Brandenburg, insbesondere diejenigen, welche sich in den Rollsteinen und Blöcken der südbaltischen Ebene finden. - 378 S., Berlin (Verlag C. Lüderitz)

- KORJA, A., HEIKKINEN, P. & S. AARO (2001): Crustal structure of the northern Baltic Sea palaeorift. - *Tectonophysics* **331**, 4, S. 341-358, Amsterdam
- KUCHENBUCH, F. (1887): Sitzungsnachricht. - *Z. Dtsch. Geol. Ges.* **39**, S. 502, Berlin
- LUNDEGARDH, P. (1967): Berggrunden i Gävleborgs Län. - *Sveriges geologiska undersökning Ser. Ba* **22**, S. 1-303, Stockholm
- LUNDQUIST, T. (1968): Precambrian geology of Los-Hamra region, central Sweden. - *Sveriges geologiska undersökning Ser. Ba* **23**, S. 1-255, Stockholm
- LÜTTIG, G. (1958): Methodische Fragen der Geschiebeforschung. - *Geol. Jb.* **75**, S. 361-418, Hannover
- MEYER, K.-D. (2000): Geschiebekundlich-stratigraphische Untersuchungen im Hannoverschen Wendland (Niedersachsen). - *Brandenburg. geowiss. Beitr.* **7**, 1/2, S. 115-125, Kleinmachnow
- POKKI, J. (2006): Report on the Database of Post-Svecofennian Sedimentary Rocks in Finland. - *Espoon yksikkö K21.42*, Geological Survey of Finland, 21 S., Espoo
- PETTIJOHN, F. J. (1975): *Sedimentary Rocks*. - 628 S., New York (Harper & Row)
- PULVERTAFT, T. (1985): Aeolian dune and wet interdune sedimentation in the Middle Proterozoic Dala Sandstone, Sweden. - *Sedimentary Geology* **44**, S. 93-111, Amsterdam
- PULVERTAFT, T. & R. CHRISTOPHER (1985): Paleocurrent directions in lower Dala sandstone, west central Sweden. - *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **107**, 1, S. 59-62, Stockholm
- PAULAMÄKI, S. & A. KUIVAMÄKI (2006): Depositional history and tectonic regimes within and in the margins of Fennoscandian shield during the last 1300 Million years. - *Working Report 2006-43*, Geological Survey of Finland, 137 S., Olkiluoto
- SCHUDEBEURS, A. P. & W. ZWENGER (1992): Opvallende Zwervstenen IV, Trebuser zandsteen. - *Grondboor & Hamer* **No.4/5/6**, S.106-118, Winterswijk (Nederlandse Geologische Vereniging)
- SCHULZ, R. (2002): Fürstenwalde Städtisches Museum. - In: SCHOEDER, J. H. & A. HEINKE (Hrsg.): *Führer zur Geologie von Berlin und Brandenburg*, Nr. 8: *Geowissenschaftliche Sammlungen in Berlin und Brandenburg*. - S. 36-38, Berlin (Selbstverlag Geowissenschaftler in Berlin und Brandenburg e. V.)
- SMED, P. (1993): Indicator studies: a critical review and a next data-presentation method. - *Bull. Geol. Soc. Denmark* **40**, S. 332-340, Copenhagen
- SMED, P. (2002): *Steine aus dem Norden: Geschiebe als Zeugen der Eiszeit in Norddeutschland*. - 194 S., Berlin-Stuttgart (Gebr. Bornträger)
- TREBBES, T. (2009): *Rotsandstein im Grabbau des Neolithikums und der Bronzezeit in Nordostdeutschland*. - *Magisterarbeit Ur- und Frühgeschichte HU Berlin*, 109 S., Berlin (unveröff.)
- WAHNSCHAFFE, F. (1916): Über das Quartär und Tertiär von Fürstenwalde a. d. Spree. - *Jb. Königl. Preuss. Geolog. Landesanstalt* **XXXVI**, Teil II, Heft 2 für 1915, S. 333-395, Berlin
- WINTERHALTER, B. (1972): On the geology of the Bothnian Sea: an epeiric sea that has undergone Pleistocene glaciation. - *Geological Survey of Finland Bulletin* **258**, 66 S., Espoo
- ZANDSTRA, J. G. (1988): *Noordelijke kristallijne Gidsgesteenten*. - 470 S., Leiden - New York - København - Köln (E. J. Brill)
- ZWENGER, B. & W. ZWENGER (2007): *Die Dorfkirche von Herzberg, Landkreis Oder-Spree*. - In: *Kirchen des Mittelalters in Brandenburg und Berlin*. - S. 202-210, Petersberg (Michael Imhof Verlag)

#### **Anschrift des Autors:**

Dr. Wolfgang Zwenger  
 GEOCON GmbH  
 Seestr. 16  
 15848 Rietz-Neuendorf  
 geocon@t-online.de

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 91-102	13 Abb., 3 Tab., 9 Lit.
------------------------------	---------	----------------	-----------	-------------------------

## Makroskopische und IR-Analysen der Sandsteine am Stolper Turm (Brandenburg)

### Macroscopic and IR-analyses of sandstones in the walls of the tower of Stolpe (Brandenburg)

KARL-JOCHEN STEIN & JÖRG BOWITZ

#### 1. Einleitung

Am Turm Stolpe in der Uckermark nahe Angermünde wurden drei Sandsteinsorten (Abb. 1, 2) verbaut. In der Literatur und nach mündlichen Angaben von Historikern wird deren Herkunft widersprüchlich angegeben. Als Liefergebiete der Sandsteine wurden Schlesien, das obere Wesergebiet, der Raum Magdeburg und Sandgruben der Uckermark bzw. Brandenburgs allgemein angenommen. Jüngere historische Untersuchungen und Bewertungen zum Turm weisen darauf hin, dass dessen Erbauung nicht unter dem Einfluss politischer Repräsentanz aus den südlichen bzw. südwestlichen Bereichen erfolgte. Es wird vermutet (mdl. Mitt. Herr J. C. Holst), dass der Turm unter dänischer Herrschaft im 12. Jahrhundert erbaut wurde. Damit könnten die Sandsteinvorkommen Südschwedens als mögliches Liefergebiet in Frage kommen. Zum damaligen Zeitpunkt wurde das Sandsteinvorkommen bei Höör in Schonen bereits abgebaut.

#### 2. Analysemethoden

Da aus Gründen des Erhaltes der historischen Bausubstanz die Ablösung von Proben aus dem verbauten Sandstein nicht möglich ist, kamen materialschonende Verfahren zur Anwendung. Hierzu wurde neben der makroskopischen Gesteinsanalyse am Bauwerk die Infrarot-Analyse angewandt:

Ein Infrarotstrahl im Spektrum 1300-2500 nm wird in seiner Reflexion analysiert. Mittels des begrenzten Spektrums erfolgt ein Ausschluss der Silikate Quarz (kristallin) und Feldspat. Gleichzeitig wird eine selektive Messung von Salzen, Tonmineralen u. a. Zersetzungsprodukten ermöglicht. Verwendet wurde ein Infrarotmeßgerät Typ PIMA. Das Reflexionsspektrum kann so auf seine spezifischen Beimengungen für Sandsteine analysiert werden. Charakteristisch ist, dass Sandsteine gleicher Provenance und gleicher Fazies (natürliche Bedingungen bei der Bildung des Gesteins) gleiche oder stark ähnliche Spektren aufweisen.



Abb. 1: Turm zu Stolpe mit den drei Reihen verschiedener Sandsteine. Im Detailbild die drei Einschüsse von Granaten aus dem 2. Weltkrieg, die einen Einblick in das Mauerinnere ermöglichen.

Fig. 1: Stolpe tower with the three rows of various sandstones. In detail (inserted) three holes made by shells of World War II provide views of the interior of the wall.

Als Vergleich stehen in der Programmibliothek des Messgerätes Spektren von Sandsteinen unterschiedlicher Herkunft zur Verfügung. Aus dem Abgleich mit der makroskopischen und mikroskopischen Analyse können so die Spektren gezielt analysiert und an Hand der charakteristischen Nebenbestandteile und Akzessorien zugeordnet werden. Von einer 1967/68 erfolgten Begehung des Turms



Abb. 2: *Detailaufnahme: oben gut behauener grauer Sandstein, mittig wenig behauener hellgrau-weißer Sandstein und unten Platten von rotem Jotnischen Sandstein.*

Fig. 2: *Detailphotograph: At the top well hewn grey sandstone, in the center few worked lightgrey up to white sandstone, and at the bottom plates of red Jotnian sandstone.*

lagen dem Autor zwei zur Verfügung gestellte Proben des grauen und des hellgrau-weißen Sandsteins vor. Zu diesen Proben wurde je ein Dünnschliff gefertigt und in die Analyse einbezogen. Zum rotbraunen Jotnischen Sandstein wurde ein Dünnschliff einer Probe aus dem Vorkommen bei Trebus (vgl. dazu auch Beitrag ZWENGER dieses Heft) verwendet.

### 3. Zu den im Stolper Turm verbauten Sandsteintypen

Der Turm von Stolpe ist in seinem unteren Teil bis in ca. 3 m Höhe aus Natursteinen gefertigt. Darüber wurde der Turm mit gebrannten Tonziegeln gemauert. Im Wesentlichen besteht das Natursteinmauerwerk aus unterschiedlichen Findlingen. Dies sind überwiegend Gneise, Granitoide, wenig Kalkstein und Quarzite. Auffällig sind im Innenraum vier eingelassene, gut behauene graue, vermutlich gotländische Kalksteinquader. Sandstein wurde lediglich in den obersten Schichten des Natursteinmauerwerks eingebracht. Außen sind drei, innen vier Schichten versetzt. Charakteristisch ist die sorgfältig in der Ansichtsfläche und den vier umlaufenden Flächen erfolgte Steinmetzbearbeitung der überwiegenden Anzahl der grauen Sandsteine. Soweit erkennbar, sind diese auch an der Innenfläche recht gut geglättet. Etwas unförmiger wirken wenige hellgraue Steine, die außen in der unteren Sandsteinschicht versetzt wurden (Abb. 1). Einzelne rötliche plattige Sandsteine liegen unregelmäßig verteilt im gesamten Gesteinsmauerwerk. Charakteristisch für die äußeren Lagen aus grauem Sandstein ist eine recht unterschiedliche, aber meist ausgeprägte Patinierung und teilweise auch Schalenbildung. Im Innenbereich weisen die Sandsteinlagen einen feinen grauen, mehligem Überzug auf. Es wird angenommen (mdl. Mitt. Herr J. C. Holst), dass die Innenseite des Turms beim Aufmauern mit Mörtel abgestrichen wurde.

Weitere Einzelsteine sind am Angstloch, den Ecken zum oberen Ausgang, als U-förmiger Stein am Ausgang und als Auflagesteine des Gewölbes verbaut.

## 4. Mineralogische Charakterisierung und IR-Messung

Wie bereits oben angeführt, wurden am Stolper Turm nach makroskopischer Ansicht drei Sorten von Sandsteinen verbaut (Abb. 2), die jedoch nur an der Außenmauer zu finden sind. Im Inneren beschränkt sich der Einbau auf die unter 4.1. beschriebene Hauptsorte des Höör-Sandsteins und den sporadisch im Mauerwerk aus überwiegend Gneisen, Granitoiden und Kalksteinen unter 4.3 beschriebenen plattigen Jotnischen Sandstein.

### 4.1 Höör-Sandstein

Bei den verbauten Natursteinen der Außenmauer dominieren Mauersteine eines hellgrauen fein- bis mittelkörnigen Sandsteins. Die gut behauenen Quader zeigen oftmals eine Schichtung, die entweder durch feine Korngrößenunterschiede oder durch gröbere Lagen mit Kieseln bis 10 mm Größe hervortritt. Vereinzelt treten in den Quadern Bereiche mit gelben Eisenoxid-reichen Lagen auf. Die Kornaggregate sind an den der Witterung ausgesetzten Bereichen intensiv miteinander verbunden und es liegt ein festes Gefüge vor. Lediglich im durch den Kriegsbeschuss von 1945 beeinflussten Bereich an der Turmtreppe sandet das Gestein leicht ab. Charakteristisch sind zahlreiche, bis ca. 10 mm breite Adern von hellem, trübem Quarz. Diese durchziehen das Gestein überwiegend unregelmäßig, oft auch netzartig (Abb. 3).



Abb. 3: *Stark an der Oberfläche angewitterter Block an der Westseite des Turms - deutlich treten die witterungsbeständigen Quarzadern hervor, die auf die thermische Beeinflussung des Sandsteins hinweisen (Originalgröße des Bildausschnitts ca. 50 cm).*

Fig. 3: *Intensely weathered sandstone block at the western side of the Stolpe tower - quartz veins indicating thermal influence on the sandstone, stand out very distinctly (original size of picture detail ca 50 cm).*

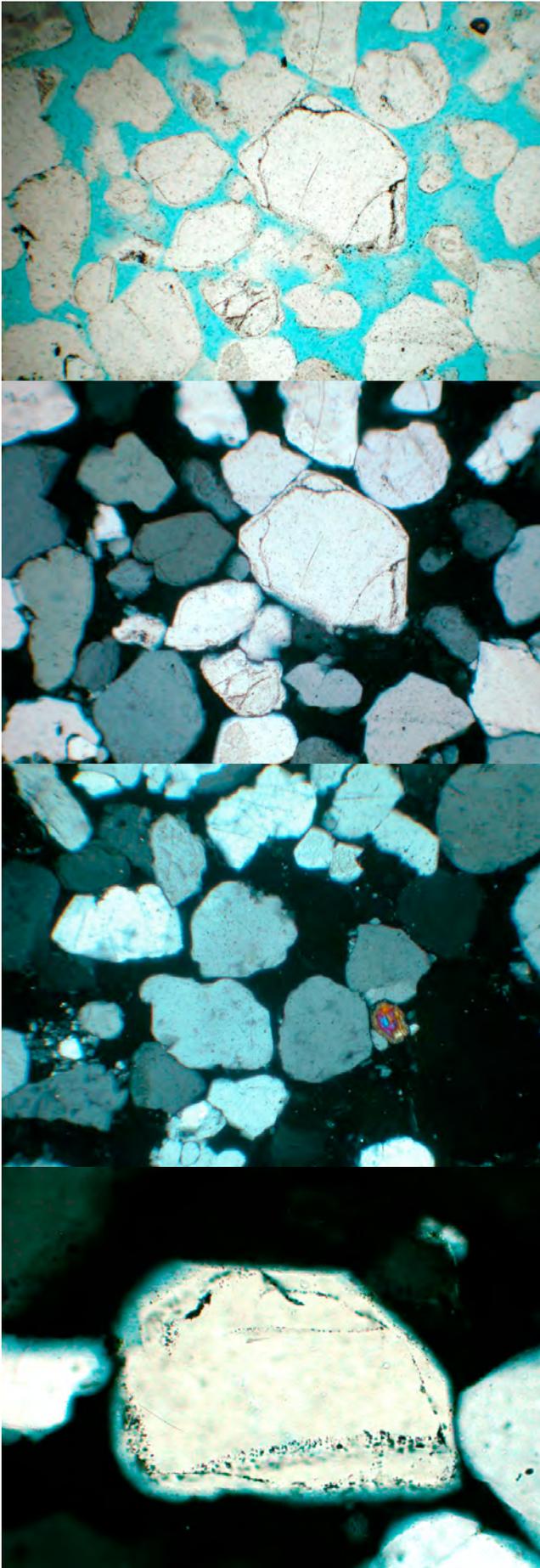


Abb. 4: Dünnschliffbilder vom überwiegend verbauten Höör-Sandstein:

Fig. 4: Thin sections photographs of the dominantly used Höör-sandstone:

4a: Charakteristisch ist der relativ große Porenraum (blau angefärbt). Zahlreiche Körner des Quarzes zeigen bei linearer Polarisation Anwachssäume mit eingeschlossenem Limonithäutchen.

4a: The relative large pore space (stained blue) is very characteristic. Many grain aggregates of quartz show accretion margins with enclosed membranes of limonite (linear polarisers).

4b: Der gleiche Ausschnitt unter gekreuzten Polarisatoren; das charakteristische Farbbild zeigt ausschließlich Quarz.

4b: The same view using crossed polarisers. The characteristic colour picture shows exclusively aggregates of quartz.

4c: In der Mitte rechts ein zonierter Zirkon (bunt). Der dunkle Fleck rechts daneben stellt einen amorphen Quarz dar (Größe der Bildausschnitte a-c 1,1 mm).

4c: A zoned zircon (vari-coloured) in the center right. At the right side of it the dark area is a grain of amorphous quartz (size of picture details 4a-c 1,1 mm).

4d: Einzelnes Quarzkorn mit deutlichem Wachstumssaum von Quarz und eingeschlossenem Limonit (Größe 0,3 mm).

4d: Individual quartz grain with distinct accretion margin of quartz and enclosed limonite (size 0,3 mm).

Sie weisen wie die im mikroskopischen Bild (Abb. 4a-d) erkennbaren ausgeprägten Anwachssäume um die Kornagregate auf die thermische Beeinflussung des Sandsteins im Verlaufe seiner Diagenese hin. Da die Quarzadern in der Witterung beständiger sind, stehen sie meist leicht hervor. Die angewitterte Oberfläche ist insgesamt porös. Die Poren werden neben dem natürlichen Porenraum auch durch die herausgewitterten, nicht so widerstandsfähigen Komponenten, wie Tonminerale und Feldspäte gebildet. Beide Komponenten sind an den beschädigten Steinen gut erkennbar. Auffällig ist, dass in den einzelnen Lagen zusammenhängende Partien relativ einheitlich ausgebildet sind und sich von den benachbarten Steinen deutlich im Gefüge unterscheiden. Da in einem Steinbruchgebiet des Sandsteins häufig fazielle Differenzierungen auftreten, können hier zeitlich differenzierte Lieferungen angenommen werden. Die Steine im Inneren des Turms weisen eine leicht gelbliche Färbung auf, wobei auch einzelne Blöcke mit einem deutlich höheren Eisenoxidgehalt auffallen. Mit einem leicht gelblichen mehligem Belag sind auch die einzeln versetzten Steine im oberen Teil des Turms belegt. Makroskopisch sind im Gestein folgende mineralische Komponenten erkennbar (Tab. 1):

für die Steine ein gleiches Spektrum wie an der Außenmauer nachgewiesen werden. Dieser Effekt würde die oben vermutete Annahme des Mörtelüberstrichs im Innenraum stützen. Gleiche Effekte im Kurvenverlauf zeigten teilweise auch die in das Mauerwerk eingelassenen Sandsteinblöcke im inneren oberen Bereich des Turms. Grundsätzlich gleichen sie jedoch sowohl petrographisch als auch in den IR-Spektren den Steinen der Außenmauer. Als problematisch einzuordnen erwies sich das IR-Spektrum des U-förmigen Steins am alten oberen Turmausgang. Es zeigten sich mögliche, nicht näher bestimmbare organische Beimengungen. Herr Holst wies darauf hin, dass es sich um einen ausgeformten Haltestein für einen Schließbalken handelt. Diese wurden in der Regel intensiv eingefettet. Das IR-Spektrum könnte somit die eingedrungenen organischen Bestandteile widerspiegeln. Der makroskopische und mikroskopische Vergleich der gut behauenen grauen Sandsteinblöcke und der Vergleich der gemessenen IR-Spektren mit Spektren an Originalgestein aus dem Steinbruch weisen darauf hin, dass es sich beim hauptsächlich verbauten Gestein um den Sandstein aus Höör in Schweden handelt. Die Reflexionskurve von Originalproben aus dem Gebiet Höör und den Blöcken am Turm

Geschätzter Anteil (%)	Minerale	Farbe	Korngröße (mm)	Gefügemerkmale
< 90	Quarz	hellgrau oft klar; Adern weiss, trüb	< 1-3 selten > 5	gut bis mäßig gerundet, gerüstbildend, frisch
< 5	Plagioklas	hellgrau, weiss	1-4	eckig bis angerundet, oft alteriert
	Alkalifeldspat	hellgrau, weiss, rötlich		
~ 1	Hellglimmer	weiss, silbrig glänzend	~ 1	feine Plättchen
~ 2	Erzminerale	schwarz, gelb-braun, braun-rötlich	< 1-2	feine rundliche Aggregate, gelbliche Schlieren (Limonit)
~ 2	Tonminerale	weiss	erdig	auf Porenräumen

Tab. 1: Übersicht zu den Mineralen des hauptsächlich verbauten Höör-Sandsteins.

Tab. 1: Minerals in the predominant used Höör-sandstone.

Die mikroskopische Analyse zeigt Anwachssäume von Quarz um die einzelnen Quarzkörner unter Einschluss eines feinen Limonithäutchens, dass oft zu Hämatit umgewandelt ist. Stark alterierte Feldspäte sind ebenso wie Lithoklasten recht selten. In Poren und Zwickeln liegt häufig Chert vor und unterstützt die Kornbindung.

Die Messungen mit der IR-Sonde an den Steinen der Außenmauer ergaben ein relativ einheitliches Reflexions-Spektrum (Abb. 5a). Dies betrifft sowohl die Blöcke mit keinen oder wenigen Quarzadern als auch Blöcke mit Korngrößendifferenzen von feinem zu mittlerem bis grobem Korn. Auf Grund der makroskopischen Übereinstimmung und der Gleichförmigkeit der Spektren kann eine gleiche Lagerstätte für die Lieferungen der Blöcke angenommen werden. In den einzelnen Messungen am Turm treten zwischen den Blöcken keine abweichenden Gehalte an Tonmineralen oder anderweitige Mineralassoziationen auf.

Etwas abweichend ist dagegen das Bild zahlreicher Steine der Innenmauer. Hier liegt häufig Kalziumkarbonat im Spektrum (Abb. 5b) vor. Nach Reinigung einer Stelle konnte jedoch auch

Stolpe weisen einen relativ identischen Verlauf auf. Aus den IR-Spektren lassen sich die gleichen akzessorischen Bestandteile ableiten:

Die Spektren der Sandsteinblöcke der Außenmauer zeigen nach 800 Jahren Bewitterung zwar einen deutlichen Verlust des Tonmineralanteils im Vergleich zu den Proben des Höör-Sandsteins. Hingegen lassen sich in allen Messungen, ebenso wie in den Referenzproben, relativ hohe Gehalte an amorpher Kieselsäure bzw. Opal CT (Cristobalit/Tridymit) nachweisen. Dies kann als Hinweis auf eine thermische (vielleicht auch hydrothermale) Überprägung der Sandsteine gedeutet werden und untermauert somit die Zuordnung der Sandsteine vom Stolper Turm zum Höör-Sandstein.

Sowohl für den Sandstein am Turm zu Stolpe, als auch für die Proben aus Höör ist insbesondere das Tonmineral Muskovit-Illit charakteristisch. Der Sandstein von Höör ist ein marin gebildetes klastisches Sediment des Lias (Hettange), das im Gebiet von Höör in einem begrenzten Areal durch Basaltintrusionen thermisch überprägt wurde. Die Aufheizung führte zu einem sekundären Wachstum von Quarz um

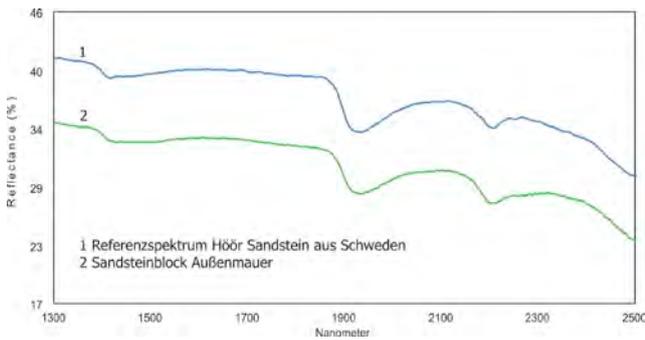


Abb. 5a: IR-Spektrum von den gut behauenen Sandsteinblöcken der Außenmauer im Vergleich zur Referenzprobe Höör-Sandstein aus dem Vorkommen Höör in Schweden.

Fig. 5a: IR-spektrum of well hewn sandstone blocks of outer tower wall compared to a reference sample of Höör-sandstone from Sweden.

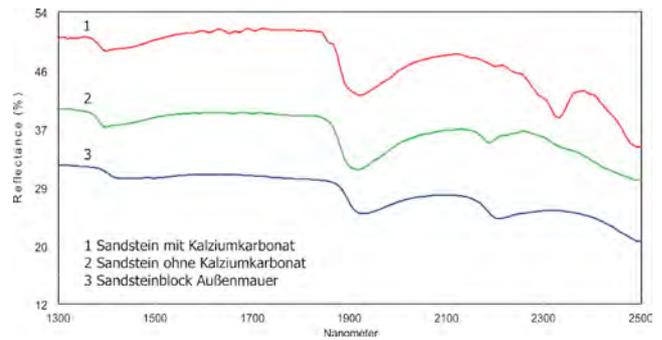


Abb. 5b: IR-Spektren von gut behauenen Sandsteinblöcken der Innenmauer. Rot: Spektrum mit deutlichem Anteil von Kalzit, grün: Spektrum vom gereinigten Stein, blau: Vergleichsspektrum von der Außenmauer.

Fig. 5b: IR-spektra of well hewn sandstone blocks in the inner wall. Red: spectrum with distinct portion of calcite; green: spectrum of cleaned stone; blue: for comparison spectrum of block in the exterior wall.

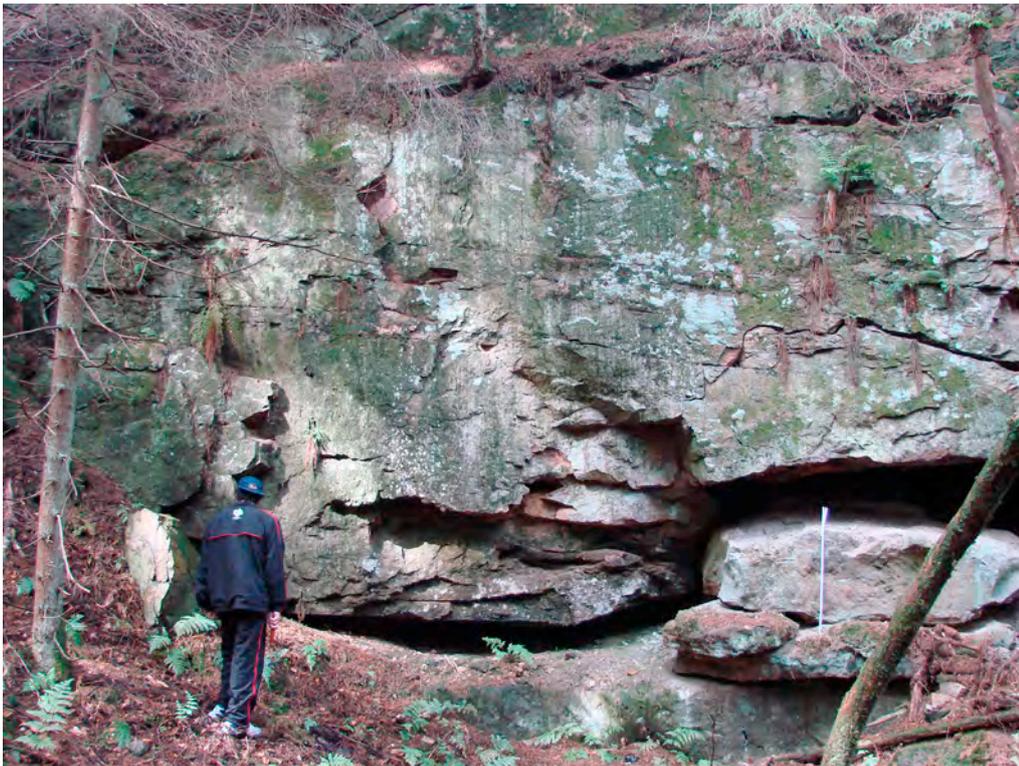


Abb. 6: Bereich eines Altabbaus in der Nähe von Höör (Schonen, Schweden).  
Fig. 6: Old quarry area near Höör (Schonen, Sweden).

die ursprünglichen Sandkörner. Diese wurden fest miteinander „verbacken“ und bewirken für dieses begrenzte Areal einen hochfesten Sandstein mit ausgezeichneten bautechnischen Eigenschaften. Der Abbau (Abb. 6) erfolgte seit dem Mittelalter. Derzeitig besteht keine Gewinnung mehr und das Gelände ist weitgehend überwachsen. Das Vorkommen ist in der schwedischen Staatsreserve für historisch wertvolle Baustoffe ausgewiesen. Das bekannteste Gebäude aus dem Sandstein von Höör ist der

Dom zu Lund in Schonen (Abb. 7). In welchem Umfang das Gestein im Mittelalter nach Deutschland gelangte, ist nicht bekannt. Jedoch bestehen zahlreiche Mühlsteine, besonders in Norddeutschland, aus dem Sandstein von Höör. Ebenso sind in einigen Gebäuden kleinere Teile von Sandstein verbaut, die in ihrer Herkunft gleichfalls Höör zugeordnet werden. Der Turm von Stolpe wäre damit gegenwärtig in Deutschland das Gebäude mit dem größten bekannten Anteil an Höör-Sandstein.



Abb. 7: Der Dom zu Lund in Südschweden ist das größte Gebäude aus Höör-Sandstein.

Fig. 7: The cathedral of Lund in southern Sweden represents the largest building constructed of Höör-sandstone.

Theoretisch könnte aus dem Gebiet Höör auch eine größere Anzahl von Sandstein-Geschieben Norddeutschland erreicht haben. Dafür sprechen zumindest die zahlreichen Basaltgeschiebe aus der gleichen Region. In der jüngeren Geschichte sind jedoch keine größeren Findlinge von Höör-Sandstein bekannt geworden. Es wird davon ausgegangen, dass das Vorkommen des Sandsteins von Höör keine größere Geländeerhebung bildete und dementsprechend Abscherungen durch das Eis nur geringfügiger Natur sein konnten und demnach kaum größere Geschiebe erbrachten. Diese hätten zudem eine Größe aufweisen müssen, die eine bautechnische Bearbeitung in den jetzigen Dimensionen der Blöcke ermöglichte. Auffällig ist des Weiteren die Gleichförmigkeit einzelner Chargen am Bauwerk, was für eine zufällige Auswahl von Geschieben eher ungewöhnlich ist.

#### 4.2 „Tertiär-Sandstein“

Im östlichen Teil der äußeren Mauer sind 6 Blöcke und einige kleinere Steine in den Verband des Höör-Sandsteins eingefügt, die nicht die exakte und rechtwinklige Bearbeitung der übrigen Bauteile aufweisen. Der größte der wie nachträglich eingesetzt wirkenden Blöcke besitzt eine Länge von



Abb. 8: Block des vom Höör-Sandstein völlig abweichend patinierenden Tertiär-Sandsteins. Auffällig ist die wenig deutliche scharfkantige Quaderform, auf deren oberen Fläche noch grobe Bearbeitungsspuren vorhanden sind (Bildausschnitt 70 cm).

Fig. 8: Block of Tertiary-sandstone with patina differing clearly from Höör-sandstone. Notable is the lack of sharp edges of the ashlars; the top surface exhibits coarse toolmarks (Width of picture 70 cm).

Ø-Korngröße (mm)	0,3551	Φ
Q 3	0,365	Φ 1,48
Q 2	0,3	Φ 1,74
Q 1	0,18	Φ 2,48
Sortierung		-0,5
√Q3/Q1	1,42	
Schiefe nach TRASK	0,48	
Abrundung	0,2-1,0/0,5	
Zurundung	0,2-1,0/0,7	
Kornkontakte	ohne	
Kornbindung	Zement	Kalzit

Tab. 2: Zusammengefasste sedimentologische Daten des Tertiär-Sandsteins von Stolpe.

Tab. 2: Sedimentological data of Tertiary-sandstone.

60 cm bei einer Einbautiefe von 20 cm. Auf einem Stein finden sich grobe Bearbeitungsspuren, vermutlich von einem groben Spitz Eisen (Abb. 8). Im Inneren konnte dieser Sandsteintyp nicht festgestellt werden.

Das Gestein ist hellgrau, in einzelnen Partien leicht gelblich. Die Korngrößen sind stark differenziert (Tab. 2), in den feinkörnigen Lagen überschreiten sie 10 mm nicht. In den größeren Partien treten zahlreiche größere Kiesel bis 30 mm auf, überwiegend handelt es sich um Flint, gut gerundete alkalibetonte Granite und Gneise sowie mikritische Kreidekalke und kleine Eisenoxid-Geoden. Der Flint hat eine weiße Farbe, wobei nur der innerste Kern noch schwarz-grau ist. Charakteristisch sind die relativ geringe

Festigkeit des Gesteins und deutliche Texturmerkmale mit graduierter Schichtung und teilweise Kreuzschichtung. Im mikroskopischen Bild weist das Gestein eine durchschnittliche Korngröße von 0,3551 mm und eine mittlere Sortierung auf. Nach FÜCHTBAUER (1988, S. 135) kann das Gestein als Fluss-Sediment angesehen werden. Im Dünnschliffbild (Abb. 9a-d) ist eine schwache Regelung durch die Anordnung von Körnern auf kürzere Distanz erkennbar.

Es liegen keine Korn-Korn-Kontakte vor. Das Gestein weist eine deutliche Zementierung aller Komponenten in Kalziumkarbonat auf. Der Anteil an Zement beträgt ca. 35 %, die Zementpartikel haben eine Größe von 0,04-0,06, selten bis 0,08 mm. Die Zementation ist dicht und umschließt alle Kornaggregate. Häufig sind Körner randlich von Kalzit korrodiert. Teilweise ist Kalzit auch auf Kornspalten oder auch flächig in Kornaggregate eingedrungen. Quarze weisen oft kleinere Absprengungen durch Kalzit auf. In Poren liegen subhedrale Kalzitkristalle am Rand vor. Die Poren sind überwiegend länglich ausgebildet und zwischen 0,05-3 mm groß. Sie sind nicht untereinander vernetzt. Der Anteil des Porenvolumens liegt bei etwa 5-10 %. In kleineren Bereichen des Gesteins (mm- bis cm-Größe) tritt der Anteil an Kalzit als Zement stark zurück und wird durch braune Eisenoxide/Hydroxide ersetzt. Diese Chargen weisen dann makroskopisch einen deutlichen gelblichen Farbton auf.

Den Hauptanteil der Kornaggregate mit 40-50 % bilden Quarze mit Korngrößen von 0,05-0,7 mm. Etwa zwei Drittel der Quarzkörner sind gerade, die übrigen meist nur schwach undulös auslöschend. Sie weisen alle Kornformen in der Zu- und Abrundung auf. Vereinzelt liegen auch gerade auslöschende euhedrale Quarze vor. Ebenso selten treten Körner, meist gerundet bis gut gerundet, mit Anwachssäumen und einem eingewachsenen Häutchen aus Limonit auf. Häufig sind die Korngrenzen durch Kalzit angelöst oder Teile des Kornes abgesprengt. Ein Teil der Quarzkörner, insbesondere die gerade auslöschenden, weisen deutliche Bahnen von Fluideinschlüssen auf, selten Einschlüsse von Titanit. Vereinzelt tritt amorpher Quarz auf.

Die übrigen klastischen Komponenten nehmen einen Anteil von etwa 20 % ein. Polygonale Quarze mit gut 2 % weisen Korngrößen von 0,2-0,8 mm auf. Die Kornform ist überwiegend schlecht gerundet (0,4) bis gut gerundet (0,8). Die Anzahl der Subkörner liegt bei 2-5, selten tritt sehr feine intensive Subkornbildung auf. Alkalifeldspäte sind mit ca. 5 % vorhanden. Der Anteil mit perthitischen Entmischungen unterschiedlicher Ausprägung ist etwas höher als der mit Mikroklin-Gitterung. Sehr selten treten Bruchstücke von Sanidin auf. Auch die Alkalifeldspäte weisen alle Formen der Zu- und Abrundung auf, wobei häufig auch das Verhältnis 1/0,8 anzutreffen ist. Teilweise sind die Albit-Spindeln stark limonitisiert oder hydrothermal alteriert. Plagioklase sind mit etwa 1 % als stark zergliederte Bruchstücke (0,3/0,3) mit unterschiedlichen Anorthit-Gehalten und Alteration vertreten.

Bei den Gesteinsbruchstücken mit 5 % Anteil sind sowohl Granitoide oder Gneise als auch stark alterierte intermediäre bis basische Aggregate vorhanden. Auffällig sind ebenfalls einzelne, deutlich mit Rändern begrenzte Körner von Kalkagglomerationen (Bioklast?) und Körner von feinen Quarzbruchstücken in Kalzit (Abb. 9c). Hier könnte es sich um die Aufarbeitung eines älteren Sediments handeln.

Die größten Körner werden durch Reste von mikritischem Kalkstein mit wenigen erkennbaren Bioklasten von Foraminiferen gebildet (2 %, Abb. 9d). Sie sind jedoch überwiegend randlich stark korrodiert und gehen oft fließend in den Zement über. Verschiedenste Minerale bilden ca. 1 % des Bestands: Es sind häufig gut gerundete und teilweise limonitisierte Körner von Glaukonit, Klinoamphibol, Pyroxene, Hellglimmer, Biotit, Hämatit, Limonit, wenig Zirkon und etwas kohlige Substanz. Das Gestein enthält ca. 1-2 % Bioklasten. Überwiegend liegen Reste von Foraminiferen kretazischen Alters vor (Oberkreide, vermutlich *Lenticulina* und *Hedbergella*; Bestimmung Herr Prof. Mutterlose, Ruhruniversität Bochum, Institut für Geologie). Häufig sind die Bioklasten randlich stark zu Zement umkristallisiert. Die durchschnittliche Zusammensetzung ergibt somit 50 % Quarz, 15 % Lithoklasten und 35 % kalzitischen Zement.

Nach dem Bestand an Quarz umfasst das Liefergebiet wenig spättektonisch beanspruchte Granite mit einem Vorkommen saurer Vulkanite und von Sandsteinen mit Anwachssäumen. Die Granitoide sind stark alkaligepägt. Die Lithoklasten weisen auf Granitoide bis Gneise und basische Intrusiva hin. Gut zugerundete Quarze mit limonitischen Kornrändern und Anwachssäumen liegen beim Höör-Sandstein vor. Somit könnte die Zusammensetzung dem süd- bis mittelschwedischen Abtragungsraum entsprechen. Die mikritischen Kalke sind weiß bis hellgrau und entsprechen den kretazischen Karbonaten im Ostseeraum. Der Flint deutet mit seiner tief entfärbten Kruste, wie sie z. B. im Miozän abgelagerte Flinte aufweisen, auf eine fluviatile Aufarbeitung hin (VON BÜHLOW 2004). Auf Grund der im „Tertiär-Sandstein“ enthaltenen Körner an gut gerundetem Glaukonit sowie den mit Kalzit zementierten Partikeln stark eckiger Quarze mit geringer Zurundung (0,1/0,2-0,3) könnte auch eine Aufarbeitung älterer Sedimente und Agglomerate erfolgt sein. Der Mineralbestand entspricht in hohem Maße fluviatilen Sedimenten aus dem „skandinavischen Strom“, die im Tertiär akkumuliert und zementiert wurden.

Die IR-Analyse zeigt ein völlig abweichendes Spektrum (Abb. 10) gegenüber dem Höör-Sandstein und den IR-Spektren anderer Sandsteine aus Deutschland und Schlesien. Ebenso abweichend ist das IR-Spektrum eines tertiären Sandsteins von Altranft (Probe beim Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg). Typisch im IR-Spektrum für die Probe vom Stolper Turm sind der relativ hohe Gehalt an Kalzit und der fehlende, die tertiären Sandsteine charakterisierende Kurvenverlauf bei 2200-2300 nm. Tertiäre Ausbisse liegen in der Umgebung von Stolpe z. B. in Altranft vor. Dort und in der weiteren Umgebung von Bad Freienwalde wird von BROSE (1973)

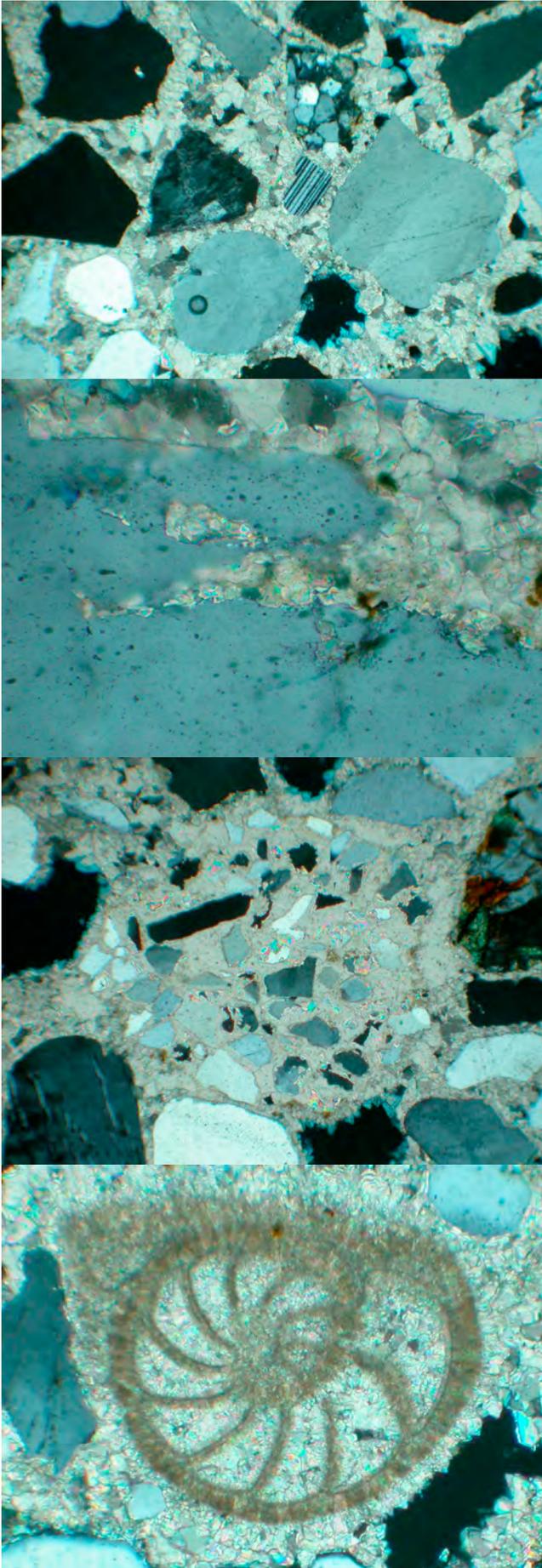


Abb. 9: Dünnschliffaufnahmen des Tertiär-Sandsteins (Größe der Bildausschnitte 9a, c und d 1,1 mm, gekreuzte Polarisatoren).

Fig. 9: Thin section photographs of Tertiary-sandstone (size of picture details 9a, c and d 1,1 mm, crossed polarisers).

9a: Zahlreiche Quarzkörner in feinkristallinem Zement aus Kalzit. In der Mitte links ein Alkalifeldspat, rechts ein Plagioklas, auffällig sind die stark differenzierten Zu- und Abrundungen der Körner.

9a: Many quartz grains in fine cristalline cement of calcite. In center left an alkali feldspar, right plagioclase, conspicuous is the variation in roundness of the grains.

9b: Korrosion von Quarz durch den kalzitischen Zement (Größe Bildausschnitt 0,3 mm).

9b: Corrosion of quartz caused by calcitic cement (size of picture detail 0,3 mm).

9c: Feinstkörnige Aggregate in einer dichten mikritischen Matrix aus Kalzit. Das Kornaggregat könnte auf eine ältere Zementation, die aufgearbeitet wurde, hinweisen.

9c: Very fine grains in dense micritic matrix of calcite. The aggregate is probably a result of early cementation and subsequent reworking.

9d: Kretazische Foraminifere (Lenticulina) als Bioklast.

9d: Cretaceous foraminifera (Lenticulina) as bioclast.

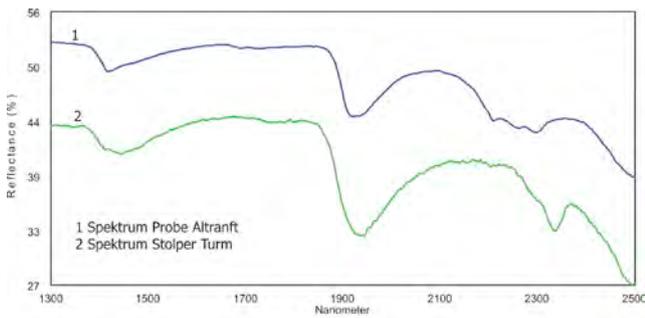


Abb. 10: IR-Spektrum des Tertiär-Sandsteins vom Turm Stolpe und das Vergleichs-Spektrum des Freienwalder Sandsteins.

Fig. 10: IR-spektra of Tertiary-sandstone from the Stolpe tower and, for comparison, the spectrum of the Freienwalde sandstone.

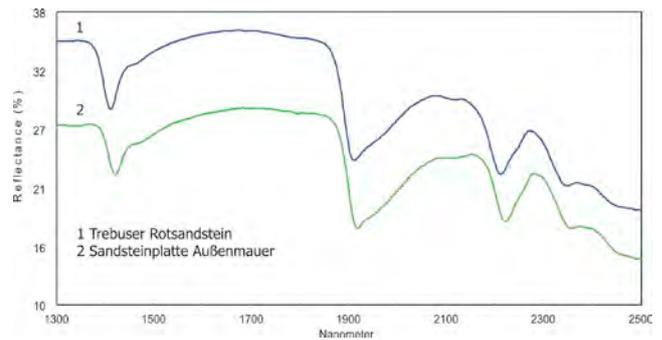


Abb. 11: IR-Spektrum des Jotnischen Sandsteins am Turm Stolpe und einer Vergleichsprobe von einem Geschiebe von Trebus.

Fig. 11: IR-spektrum of Jotnian sandstone from the Stolpe tower and comparison spectrum of sandstone sample from a glacially transported boulder from Trebus.

das sporadische Auftreten von tertiärem Sandstein, und zwar als Einkieselung tertiärer quarzreicher Sande im Liegenden der Braunkohleflöze, beschrieben. Im Vergleich zur Probe von Altranft mit über 95 % Quarzkörner weist der Sandstein vom Stolper Turm einen Anteil von 20 % Lithoklasten, u. a. von mikritischem Kalkstein, auf. Der fließende Übergang von karbonatischen Lithoklasten zu kalzitischem Zement weist auf kontinuierliche Lösungs- und Ausfällungsprozesse, wie sie auch BROSE (1973) für die silikatische gebundenen Sandsteine beschreibt, hin. Eine Annahme von kretazischer Sandsteinbildung für die vorliegenden Proben sollte jedoch aus zwei Gründen ausgeschlossen werden. Einerseits sind aus der Umgebung von Stolpe keine Ausbisse der Kreide bekannt und weite Transporte für derartige Steine sind aus ökonomischen Gründen im Mittelalter wenig wahrscheinlich. Andererseits ist ein Transport als Geschiebe, z. B. vom Ostseegrund, in den verbauten Blöcken entsprechenden Dimensionen auf Grund der geringen Gefügestabilität eher auszuschließen. Eine analoge Bildung des Gesteins im Tertiär zu den verkieselten Sandsteinen wie in Altranft kann daher angenommen werden. SCHULZ (2003, S. 427) beschreibt schwach glaukonitischen Feinsandstein mit dolomitischem Bindemittel aus dem Miozän östlich von Karenz im SW Mecklenburg-Vorpommern.

### 4.3 Jotnischer Sandstein

Beim dritten Sandsteintyp handelt es sich um flache, bis 7 cm starke Platten des roten bis rotbraunen Jotnischen Sandsteins, die im äußeren und inneren Turmmauerwerk eingebaut wurden. Größere Mengen dieses Gesteins sind insbesondere im Raum Trebus als Geschiebe verbreitet (vgl. Beitrag ZWENGER dieses Heft). Das Gestein liegt jedoch als Geschiebe auch in der Umgebung des Stolper Turms im Bereich der Angermünder Staffel und als Geröll der periglazialen Terrassen vor. Größere Mengen, die einen vollständigen Bau für den Turm ermöglicht hätten, treten in der Umgebung jedoch nicht auf. Das IR-Spektrum (Abb. 11)

des roten Jotnischen Sandsteins am Turm Stolpe weist eine eindeutige Übereinstimmung mit einer Referenzprobe von Trebus auf.

Für eine petrographische Analyse wurde eine farblich vergleichbare Probe mit ähnlicher Korngröße aus Trebus verwendet. Der Sandstein ist deutlich geschichtet. Im Dünnschliff (Abb. 12a-d) sind die häufig gestreckten Aggregate oftmals in Lagen eingeregelt. Die mittlere Korngröße beträgt 0,21 mm (Tab. 3). Bei über 70 % der Aggregate liegen direkte Kornkontakte vor. Zwickel und Lagen sind mit Tonmineralen und Serizit als Matrix ausgefüllt. Der Matrixanteil liegt bei 17 %. Das Gestein besteht zu fast 70 % aus Quarz, mit einem Anteil von etwa 3 % polygonale Aggregate. Die Quarzkörner weisen überwiegend eine deutlich undulöse Auslöschung und häufig Fluideinschlüsse auf. Oft sind sie pflasterartig mit Kornkontakten von 120° lagig angeordnet. Die Korngrenzen sind dann gerade, überwiegend aber stark lobenartig ausgebildet. Der Anteil an Feldspäten liegt bei ca. 3 %, wobei Alkalifeldspäte mit Mikroklin-Gitterung und perthitischen Entmischungen überwiegen. Die Albitspindeln sind häufig stärker korrodiert und zu Serizit umgewandelt oder stark limonitisiert. Etwa 10 % Lithoklasten setzen sich aus gut zugerundeten Quarziten und nicht näher bestimmbar Granitoiden oder Gneisen zusammen. Vereinzelt sind noch Reste von basischen Gesteinsbruchstücken erkennbar, die jedoch stark alteriert sind und in der Masse zur Matrix zersetzt sein dürften. Der Glimmeranteil von ca. 2 % wird überwiegend von Serizit bestimmt, der häufig in Lagen angeordnet ist und damit die plattige Spaltbarkeit des Gesteins bewirkt. An weiteren akzessorischen Mineralien treten stark alterierte Pyroxene, Amphibole und gut zugerundete zonierte Zirkone auf. Hämatit liegt in feinen Plättchen aber auch in lagig angeordneten Agglomerationen mit Limonit/Goethit vor. Teilweise können diese dann die Matrix ersetzen und färben Teilbereiche stark rot-bräunlich ein. Nach seinem Mineralbestand ist das Gestein nach FOLK (Abb. 13) als Sublitharenit zu bezeichnen.

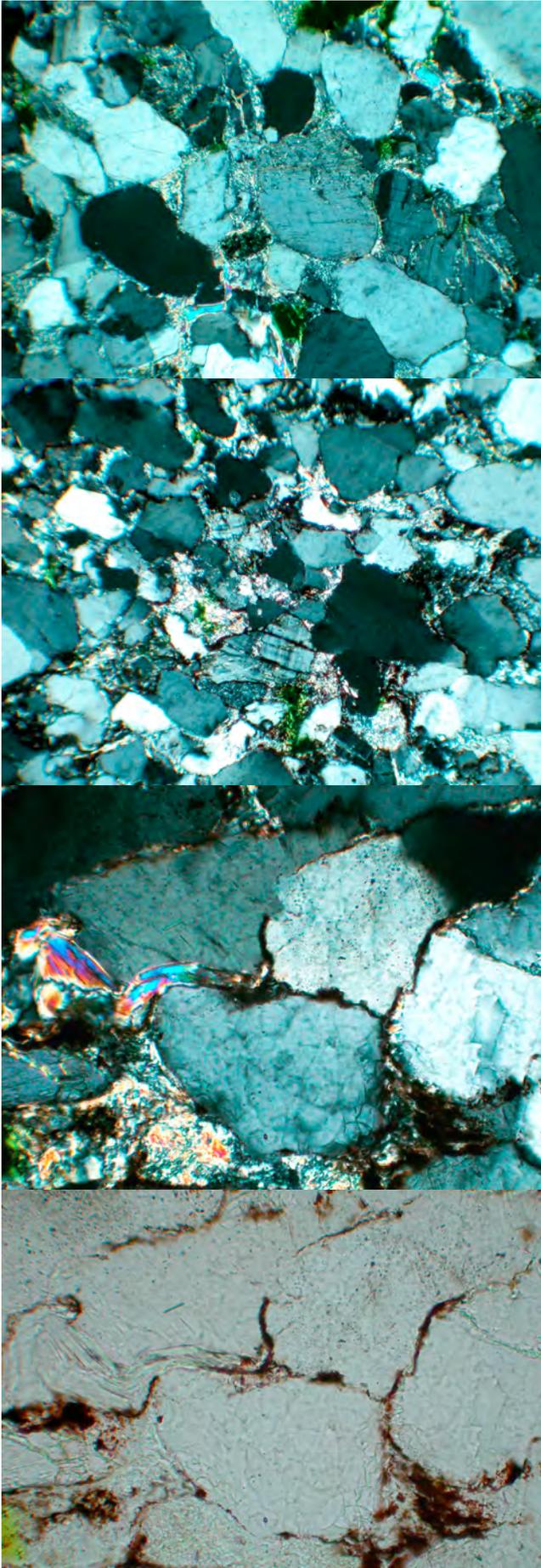


Abb. 12: Dünnschliffaufnahmen des Jotnischen Sandsteins:  
 Fig. 12: Thin section photographs of the Jotnian sandstone:

12a: Zeigt die deutliche Orientierung der Längsachsen der Kornaggregate - in der Bildmitte zwei Alkalifeldspäte mit starker Serizitisierung der Albitspindeln, zwischen den Kornaggregaten Matrix aus Tonmineralen (TM) und Serizit.

12a: Shows distinct orientation of longitudinal axes of grain aggregates - in the center two alkali feldspars with heavy seritization of albite spindles. A matrix of clay minerals and serizite is developed between the grain aggregates.

12b: In der Bildmitte Mikroclin mit typischer Gitterung. Größere Bereiche von tonmineralischer Matrix zeigen noch Reste von Lithoklasten (12a, b und c Bildlänge 1,1 mm; gekreuzte Polarisatoren).

12b: Microcline with typical gridding in the center. Larger areas of matrix with clay minerals show remnants of lithoclasts (length 12 a, b and c: 1,1 mm; crossed polarisers).

12c: Lagen von neugebildetem Serizit zwischen einzelnen Quarzkörnern, die häufig mit 120° Kornkontakten angeordnet sind aber auch typische lobate Korngrenzen zeigen. Die Matrix unten links weist mit der intensiven Reflexionsfarbe einen hohen Anteil an Serizit auf.

12c: Layers of newly formed serizite between individual quartz aggregates; they are frequently arranged with grain contacts of 120°, but exhibit alternatively typical lobate grain margins. The matrix in the lower left the intensive reflexion colours indicate a high content of serizite.

12d: Desgleichen bei ungekreuzten Polarisatoren: Deutlich ist die Anreicherung von bräunlich und rötlich färbendem Limonit bzw. Hämatit auf Korngrenzen und in der Matrix erkennbar.

12d: Same as 12 c with linear polarisers: The enrichment of brownish and reddish staining limonite or haematite at grain margins and inside of matrix is very conspicuous.

Ø-Korngröße (mm)	0,2113	Φ 2,25
Q 3	0,235	Φ 2,08
Q 2	0,135	Φ 2,90
Q 1	0,056	Φ 4,15
Sortierung		-1,035
$\sqrt{Q3/Q1}$		2,05
Schiefe nach TRASK		0,43
Abrundung	0,2-8,0 /0,6	
Zurundung	0,4-1,0/0,7	
Kornkontakte	120°, Loben, Bruch	
Kornbindung	Matrix	TM, Serizit

Tab. 3: Zusammengefasste sedimentologische Daten des Jotnischen Sandsteins.

Tab. 3: Sedimentological data of Jotnian sandstone.

### Zusammenfassung

Die Sandsteine am Turm von Stolpe bei Angermünde wurden zur Ermittlung ihrer Herkunft sowohl makroskopisch als auch mittels IR-Analyse untersucht. Der überwiegende Anteil besteht aus gut bearbeiteten Blöcken, die in ihren makroskopischen Merkmalen und hinsichtlich des IR-Spektrums dem jurassischen Höör-Sandstein (205 Mio a) aus Südschweden entsprechen. Auf Grund des gleichförmigen Gefüges und der verbauten Menge ist eine Herkunft als Geschiebe auszuschließen. Zu offensichtlich späteren Reparaturarbeiten wurden tertiäre, kalzitisch gebundene lithische Arkosen, die aus der Region um Stolpe stammen könnten, verwendet. Dieses Gestein wurde ursprünglich als „Tertiär-Quarzit“ (Miozän/Pliozän, älter 2 Mio a) bezeichnet. In geringem Maße wurde der Jotnische rote Sublitharenit aus Mittelschweden (1 300 Mio a) wegen seines plattigen Habitus in die Schichten eingefügt. Das Gestein tritt auch als Geschiebe in der Region auf.

### Summary

Three types of sandstone used in the walls of the Stolpe tower were identified macroscopically and by using IR-analysis.

1. The predominant type is composed of well processed blocks, which according to their macroscopic details and IR-spectra correspond to the jurassic Höör-Sandstone (205 mill. years) from southern Sweden. Because of their even fabrics and the quantity used, they are not considered to be taken from glacially transported erratic blocks.

2. Obviously inserted in the process of later repair work, tertiary, calcite-cemented lithic arkoses probably were taken from the surroundings of Stolpe tower. Originally this

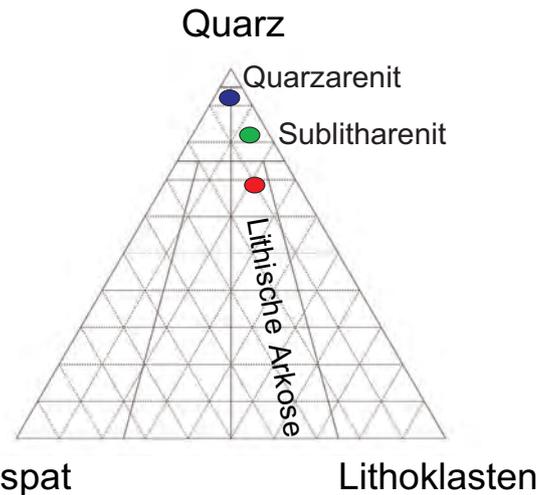


Abb. 13: Lage der drei Sandteintypen im Folk-Diagramm: blau Höör-Sandstein, grün Jotnische Sandstein, rot Tertiär-Sandstein.

Fig. 13: Position of the three types of sandstone in the Folk-diagram: blue Höör-sandstone, green Jotnian sandstone, red Tertiary-sandstone.

rock was named „Tertiär-Quarzit“ (Miocene/Pliocene, older than 2 mill. years).

3. To lesser extent Jotnian Sandstone (1 300 mill. years) from middle Sweden, was included into the layers; they probably were taken from glacially transported boulders.

### Danksagung

Herrn E. Priebe vom Bauamt Angermünde danken wir für die freundliche Erteilung der Genehmigung zur Messdurchführung am Turm Stolpe und Herrn J. C. Holst für die umfassende und spannende Erläuterung seiner jüngsten Forschungsergebnisse zur Geschichte und der Architektur des Turms. Unser besonderer Dank gilt Herrn Prof. J. H. Schröder (TU Berlin) für die tatkräftige Unterstützung bei der Messung und Herrn Prof. J. Mutterlose (Ruhruniversität Bochum) für die kurzfristige Bestimmung der Mikrofossilien.

### Literatur

BRÖSE, F. (1973): Sandstein bei Freienwalde. - Heimatkalender für den Kreis Bad Freienwalde (Oder), S. 67-69, Bad Freienwalde

BÜHLOW, H. v. (2004): Verwitterungsformen an Feuersteinen auf sekundären Lagerstätten in Mecklenburg-Vorpommern. - Neubrandenburger Geowissenschaftliche Beiträge 4, S. 43-48, Neubrandenburg

FOLK, R. L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. - AAPG Bulletin V43, S. 1-38, Tulsa

FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. - S. 97 ff, Stuttgart (Schweizerbart)

MEHNER, A. (2009): Archäologische Untersuchungen im Rahmen des BV „Erschließung Stolper Turm“ in Stolpe/Oder, (Landkreis Uckermark). - Aktivitäts-Nr. des BL-DAM: UBO 2006:148; Sachkatalog-Nr.: 2006-1336, Berlin

SCHULZ, W. (2003): Geologischer Führer für den norddeutschen Geschiebesammler. - S. 427, Schwerin (cw/Verlagsgruppe)

TRASK, P. D. (1932) in FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine, Teil II. - S. 130-139, Stuttgart (Schweizerbart)

Aus dem Internet recherchiert:

NN: Information zum Stolper Turm:

<http://www.unteres-odertal.de/5423.html>

NN: flyer\_turm.pdf:

<http://www.dorfvereinstolpe-uckermark.de>

**Anschrift der Autoren:**

Dipl.-Geol. Karl-Jochen Stein  
Am Schulensee 3/Waldsee  
17258 Feldberger Seenlandschaft  
[natur\\_stein@t-online.de](mailto:natur_stein@t-online.de)

Dr. Jörg Bowitz  
Schönwalder Str. 60  
13585 Berlin  
[joerg.bowitz@yahoo.de](mailto:joerg.bowitz@yahoo.de)

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 103-106	4 Abb., 1 Lit.
------------------------------	---------	----------------	------------	----------------

# Landschaftsgestaltende Auswirkungen eines Starkregenereignisses in Pinnow, Uckermark

## Effects on the landscape caused by a heavy rainfall in Pinnow, Uckermark

WERNER STACKEBRANDT

### Einführung

Die norddeutsche Landschaft erscheint uns mitunter fälschlicherweise als konstant und unveränderbar. Doch auch sie unterliegt – wie in der Vergangenheit – steten Veränderungen. Sowohl endogene als auch exogene landschaftsgestaltende Prozesse wirken in unterschiedlicher Intensität auf sie ein. Diese gehen nicht mit der Dramatik einher wie das Geschehen an den aktiven Plattengrenzen, sondern verlaufen in der Regel sehr moderat, jedoch spürbar. Erheblich verstärkt werden können sie allerdings durch anthropogene Einflüsse.

Im Folgenden wird über gravierende Auswirkungen eines Starkregenereignisses informiert, das sich am 10. Juni 2010 in Teilen der Uckermark ereignete. Grundlage dieser Information ist eine Begehung des Gebietes am 22.06.2010.

### Geologisch-morphologische Situation

Die Landschaft des Gebietes um Pinnow (Abb. 1) ist glazialgeologisch geprägt: im Hinterland der Pommerschen Randlage, einer der markantesten Eisrandlagen Norddeutschlands, dominieren eiszeitliche Sedimente, die insgesamt ein kleinkuppiges Relief bilden. Vorherrschende Sedimente sind Schmelzwassersande, eine sehr sandig ausgebildete Grundmoräne, Blockpackungen und eingeschuppte ältere tertiäre und kreidezeitliche Sande. In diese glaziale Folge hat sich eine NNE-SSW orientierte glaziale Rinne eingeschnitten, die westlich der größeren Rinnenseestruktur der Uckerseen verläuft. Während die kuppige Hochfläche im Höhengniveau um 85 bis 95 m HN liegt, befindet sich die durch holozäne Moore und Anmoore sowie offene Wasserflächen charakterisierte Niederung bei ca. 44 m HN. Im Übergangsbereich zwischen der Hochfläche und der Niederung treten periglaziale (Umlagerungs-) Sedimente auf.



Abb. 1: Geomorphologische Situation (© GeoBasis-DE/LGB 2010)

Fig. 1: Geomorphologic setting (© GeoBasis-DE/LGB 2010)

## Erosions- und Akkumulationsprozesse

Starkregen haben auf dem Gebiet der kuppigen Hochfläche zu intensiven flächenhaften Abspülungen geführt. Die hohe Erosionsintensität zeigt sich besonders in einem im Entstehen begriffenen kleinen Tal, das sich mäandrierend und mit unterschiedlicher Breite (einige Meter- bis mehrere Dekameter) um kleine Kuppen von der Hochfläche in Richtung Niederung erstreckt (Abb. 2). Der Bodenabtrag war hier so intensiv, dass der Oberboden einschließlich der noch spärlichen Pflanzendecke vollständig abgetragen wurden. An der Oberfläche belegen zahlreiche Fließmarken die erosive Wirkung des abfließenden Wassers. Im Kernbereich des Tals und einiger Nebenzweige haben sich sporadisch bis 1,8 m tiefe Kolke entwickelt. Teilweise sind die Kolke quer zur Fließrichtung angeordnet (z. B. bei bankartiger Einlagerung einer härteren Schicht), meist jedoch in Richtung der Tallinie (= Abflussrichtung) angelegt. Die markanteste Erosionsstufe wird durch eine im oberen Hangbereich entwickelte Blockpackung gebildet. Sie dokumentiert außerhalb der kartierten Eisrandlagen einen ehemaligen Eisaußenrand und zeigt damit die hohe Dynamik der Abtauprozesse am Gletscherrand an. Als kompakter und widerstandsfähiger Lithotyp hat sich beim Abströmen der Starkregenwässer hier eine ca. 1,5 m hohe Steilkante herausgebildet. Die Abbildungen 3a-b zeigen diese Erosionsspuren.

Die intensive Erosion wird durch die aktuelle Landnutzung noch verstärkt. So hat der Anbau von Mais, der nicht nur mit hohem Wasserbedarf einher geht, sondern für einen langen Zeitraum auch einen offenen Boden bedingt, die Erosionsgefährdung insbesondere der stark geneigten Flächen deutlich erhöht. Benachbarte Flächen mit einer mehr oder weniger geschlossenen Vegetationsdecke zeigen dagegen kaum oder nur geringe Erosionsschäden. Zudem wurde das Land nicht hangparallel, sondern in Gefällerrichtung beakert, wodurch sich eine zusätzliche Erosionsgunst ergab. Erosionsverstärkend wirkte sich darüber hinaus das kalte Frühjahr 2010 aus, welches das Pflanzenwachstum erheblich verzögerte.

Unmittelbar im Mündungsbereich des neu angelegten Tals in die Niederung geht die Erosion in Akkumulation über. Ein unterhalb des Talausgangs gelegenes Grundstück wurde dadurch weitflächig mit klastischen Sedimenten zugeschüttet, wobei in geregelter Abfolge Steine, Kies und Sand zur Ablagerung kamen. Die Abbildungen 4a-c zeigen die in nur wenigen Minuten zusammengeflossene Sedimentschicht. Der Sedimentantransport erfolgte als Mure / Sedimentstrom über große Teile des Grundstücks. Fließmarken und die Sedimentverteilung belegen die Orientierung des Materialstroms in Gefällerrichtung. Die mitgeführten Steine lagerten sich in der Wurzel des Akkumulationsgebietes in Lagen ab; sie belegen die hohe Transportkraft der Mure; feineres Material wurde noch weiter transportiert (s. ff.). Wasserstandsmarken am Zaun, Haus und Nebengebäude zeigen die bis unterhalb der Fensterbretter reichende, durch einen Rückstau noch geförderte Höhe des flutwellenartigen Suspensionsstroms an.



Abb. 2: Die Abschlammungen schaffen sich ein eigenes Tal.  
Fig. 2: The mudslide creates its own valley.



Abb. 3a-b: Erosionsformen auf der Hochfläche:  
a) Kolkbildung im gestauchten Sediment,  
b) Blockpackung auf der Hochfläche, durch Starkregen freigespült.

Fig. 3a-b: Erosional forms on the glacial plateau:  
a) generation of potholes within the glaciotectionic sediments,  
b) block packing on the plateau, exposed by the intense rain.



Abb. 4a-c: Akkumulationsformen in der Niederung:  
 a) Schüttungsfächer in der Grundstückseinfahrt,  
 b) Steinlagen belegen die Transportleistung des Sedimentstroms,  
 c) Außenbereich der Sandschüttung.

Fig. 4a-c: Accumulation forms on the lowland:  
 a) fan sediments within the house site,  
 b) layers of rocks are showing the transport intensity of the mudslide,  
 c) outer part of the fan.

Die Umlagerungssedimente reichen als Schüttungsfront bis ca. 55 m auf das Grundstück, wobei sich die Steine im straßenseitigen Bereich konzentrieren, während sich die sandigen Substrate der schwindenden Transportkraft entsprechend in den äußeren Sedimentzungen anreicherten. Ein am hinteren Grundstücksbereich befindlicher Teich wurde ebenfalls anteilig mit feineren Sedimenten verschüttet.

### Schlussfolgerungen, Nutzungsempfehlungen

Aufgrund der morphologischen Gegebenheiten ist das Untersuchungsgebiet bei der derzeitigen Form der Landnutzung weiterhin stark erosionsgefährdet. Bei gleichbleibenden Rahmenbedingungen ist auch in Zukunft mit flächigem Bodenabtrag sowie in den Talungen mit fortgesetzter Tiefenerosion zu rechnen. Beide Erosionsformen führen zu erheblichen Beeinträchtigungen der Ertragsfähigkeit des Bodens und zur Reduzierung des Agrarpotenzials und – ohne Maßnahmen der Gefahrenabwehr – zur fortgesetzten Gefährdung der tiefer liegenden Grundstücke. Insbesondere der steiler ausgeprägte Übergang von der Hochfläche zur Niederung unterliegt bei offener Ackernutzung und erneut auftretenden Starkregenereignissen einer intensiven und damit gefährlichen Erosionsgefahr. Zudem wird das im Entstehen begriffene Tal bei derartigen Folgeereignissen weiter ausgestaltet, was zu einer weiteren Konzentration künftiger potenzieller Schlammströme führen wird und das Gefährdungspotenzial weiter erhöht. Nach Beseitigung der entstandenen Schäden sowohl auf der Hochfläche als auch auf der Akkumulationsfläche sollten Maßnahmen zur Vermeidung bzw. Verringerung dieses Gefährdungspotenzials ergriffen werden.

Zu erreichen wäre dies u. a. durch die Beendigung der erosionsfördernden Bewirtschaftung und den Anbau erosionshemmender Pflanzen, einen anteiligen Nutzungswandel im Übergangsbereich von der Hochfläche zur Niederung, die Verhinderung der Etablierung der Talbildung durch Schaffung von morphologischen und biologischen Hindernissen etc.

### Zusammenfassung

Folgen des Starkregenereignisses vom 10. Juni 2010 haben sowohl auf der Ackerfläche (Erosion), als auch in den angrenzenden Grundstücken der Niederung (Überflutung, Sedimentablagerung) bei Pinnow in der Uckermark zu erheblichen Schäden geführt. Eine geänderte Landnutzung kann das Gefahrenpotenzial künftig wesentlich reduzieren.

### Summary

Caused by a short but heavy rainfall in the surrounding of Pinnow (Uckermark, NE Brandenburg) intense erosional processes lead to the lost of soil and glacial sediments which

have been transported as mudslide to a neighboring lowland and creates here sediment fans consisting of rocks, gravels and sand. The open land use for maize supported the erosion.

### **Literatur**

SONNTAG, A. (2005): Geologische Übersichtskarte im Maßstab 1 : 100 000, LK Uckermark. - Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe des Landes Brandenburg, Kleinmachnow/Cottbus (mit Beiheft)

### **Anschrift des Autors:**

Dr. Werner Stackebrandt  
Landesamt für Bergbau, Geologie und  
Rohstoffe Brandenburg  
Inselstr. 26  
03036 Cottbus  
werner.stackebrandt@lbgr.brandenburg.de

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 107-122	9 Abb., 67 Lit.
------------------------------	---------	----------------	------------	-----------------

# Glazitektonische Deformation der kretazischen und pleistozänen Sedimente an der Steilküste von Jasmund nördlich des Königsstuhls (Rügen)

## Glaciotectonic deformation of Cretaceous and Pleistocene sediments at the coastal cliff of Jasmund peninsula north of Königsstuhl (Rügen)

MICHAEL KENZLER, KARSTEN OBST, HEIKO HÜNEKE & KARSTEN SCHÜTZE

### 1. Einführung

Die Steilküste der Halbinsel Jasmund nimmt eine Schlüsselposition bei der Interpretation weichselzeitlicher glazidynamischer Prozesse im südwestlichen Ostseeraum ein. Die teilweise bis 120 m hohen Kliffs besitzen derzeit sehr günstige Aufschlussverhältnisse. Gleichzeitig stellen sie aber auch ein Gefahrenpotential für den Menschen dar. Dies machten die Kliffabbrüche entlang der Kreideküste von Jasmund (Abb. 1), wie sie sich z. B. in den Monaten Februar und März 2005 ereigneten, deutlich. Seitdem werden Küstenrückgang und -zerfall an den Steilufern Mecklenburg-Vorpommerns nicht nur von einer breiteren Öffentlichkeit wahrgenommen, son-

dern es wird auch von geologischen Institutionen, wie dem Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie Güstrow (LUNG), der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe Hannover (BGR) und dem Institut für Geographie und Geologie der Universität Greifswald, vermehrt an der Erkundung und Ausweisung besonders gefährdeter Küstenabschnitte, insbesondere von Jasmund gearbeitet. So stellten OBST & SCHÜTZE (2006) bereits mögliche Ursachen und Auslöser für Kliffabbrüche vor. Demnach spielen vor allem die witterungsbedingten hydraulischen Verhältnisse in Verbindung mit der Sedimentzusammensetzung eine entscheidende Rolle. Kliffkartierungen und sedimentologische, tektonische sowie bodenmechanische Untersuchungen ermöglichen die

Ausweisung rutschungsgefährdeter Bereiche (vgl. u. a. GÜNTHER & THIEL 2009).

Die Neukartierung ausgewählter Kliffabschnitte liefert aber nicht nur Informationen zu ihrem Gefährdungspotenzial, sondern leistet einen wichtigen Beitrag zur weiteren Erforschung der pleistozänen Entwicklungsgeschichte Jasmunds, die auch nach 150 Jahren geowissenschaftlicher Bearbeitung noch nicht endgültig geklärt ist. Die hier vorgestellten Kartiererergebnisse dokumentieren den Bau und die Veränderung der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (vgl. Abb. 1). Frühere Arbeiten befassten sich überwiegend mit dem glazitektonisch überprägten Kreidekliff zwischen Sassnitz und dem Königsstuhl, während die nördlichen Bereiche bis

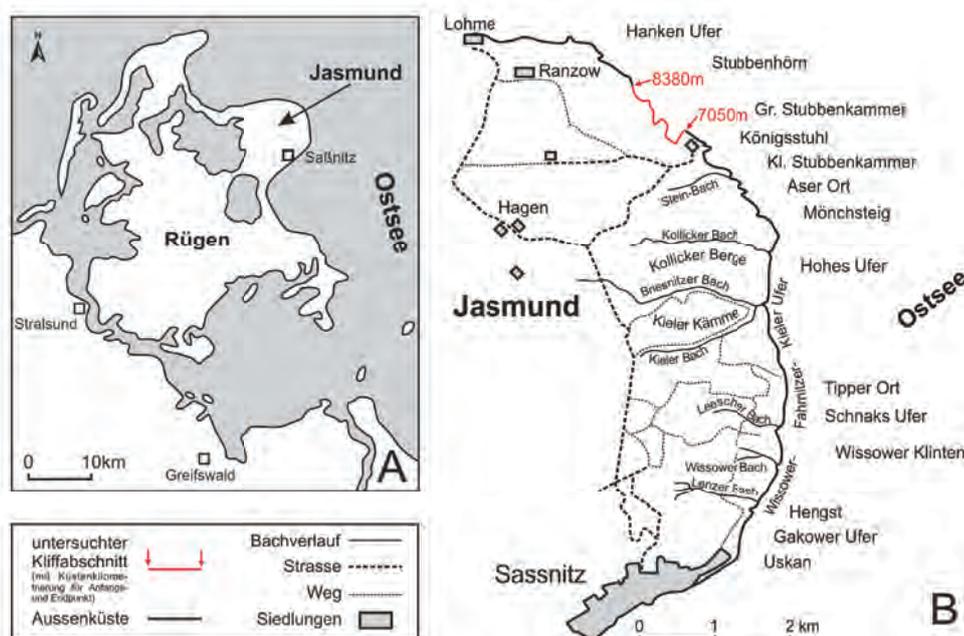


Abb. 1: (A) Lage der Halbinsel Jasmund (Rügen), (B) schematische Karte der nordöstlichen Küste Jasmunds mit Untersuchungsgebiet zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (verändert und ergänzt nach Gruhs 1958)

Fig. 1: (A) Location of Jasmund peninsula (Rügen), (B) schematic map of the northeastern coast of Jasmund peninsula with the investigation area between Große Stubbenkammer and Hanken Ufer (modified after Gruhs 1958)

Lohme aufgrund der eher ungünstigen Aufschlussverhältnisse davon größtenteils ausgenommen blieben (vgl. LUDWIG 1954/55, STEINICH 1972). Erst einige größere Abbrüche 1999 am Stubbenhörn und der daraus folgenden großflächigen Freilegung des Pleistozän-Streifens 25 schufen die Grundlage für eine geologische Neuaufnahme dieses Abschnittes.

## 2. Regionalgeologische Situation

Die Halbinsel Jasmund bildet einen der fünf Inselkerne der heutigen Insel Rügen, die im Laufe des Holozäns infolge von Küstenausgleichsprozessen verbunden wurden. Vor allem Jasmund im NE zeichnet sich durch seine besonders hohe Steilküste mit teilweise sehr komplizierten Lagerungsverhältnissen aus. Die Entstehung des aus einzelnen, durch Auf- bzw. Überschiebungen begrenzten Schuppen (KATZUNG et al. 2004a) kretazischer und pleistozäner Ablagerungen aufgebaute Stauchmoränenkomplexes wurde in der Vergangenheit kontrovers diskutiert.

Bereits WAHNSCHAFFE (1882) wies auf den möglichen Zusammenhang zwischen einem vorstoßenden Gletscher und der druckinduzierten sattelförmigen Heraushebung des Gebietes von Jasmund hin. Prinzipiell ähnliche Vorstellungen, die die Entstehung der Stauchmoräne auf glazigene Prozesse zurückführen, hatten JOHNSTRUP (1874), SCHOLTZ (1886), BERENDT (1889), GEIKIE (1894), PHILIPPI (1907), SLATER (1927), RICHTER (1933), GRIPP (1947) und BRINKMANN (1953). Eine alternative genetische Deutung, deren Verfechter vor allem BOLL (1846), COHEN & DEECKE (1890), CREDNER (1889) und JAEKEL (1911, 1918) waren, sieht die geologischen Verhältnisse auf Jasmund rein endogen verursacht. Störungsgebundene Krustenbewegungen im Untergrund sollen hiernach für die Anlage der Kreideauftragung verantwortlich sein.

Einen entscheidenden Schritt für vergleichende Untersuchungen entlang des Kliffs von Jasmund machte KEILHACK (1912) durch seine fortlaufende Dokumentation und Bezeichnung der einzelnen pleistozänen Aufschlussbereiche als Streifen (1 bis 26). Durch die zusätzliche Nummerierung der Kreideschollen (I bis XXVI) durch JAEKEL (1918) gelang es, eine eindeutige Identifizierung der einzelnen Kliffabschnitte zu erreichen. Ebenfalls auf JAEKEL (1918) geht die klassische Nomenklatur, sowohl für die einzelnen Geschiebemergel (M1-M3) bzw. nach heutiger Nomenklatur als Tills bezeichnet (vgl. LUKAS 2003/2004) als auch für die Zwischensedimente (I1 und I2) zurück (Abb. 2).

Nach dem Zweiten Weltkrieg erfuhr die Diskussion über die Stauchmoräne von Jasmund durch BRINKMANN (1953) und LUDWIG (1954/55) neue Denkanstöße. Wegweisend waren die Untersuchungen und komplexen Profildarstellungen von STEINICH (1972). Gegen Ende der 1980er Jahre fand die wissenschaftliche Tätigkeit auf Jasmund ihren vorerst letzten Höhepunkt. Besonders Diplomarbeiten und Dissertationen beschäftigten sich mit ausgewählten Themenbereichen des Pleistozäns auf Rügen (u. a. STRAHL 1988, SCHÜTZE 1988, KANTER 1989, ANDERS 1989, PANZIG 1990, vgl. auch STEINICH 1992).

Die einzelnen Kreide-Komplexe, deren durchschnittliche wahre Mächtigkeit 80 m beträgt (HERRIG 2004), sind an ihrer Basis vom Unterlager abgesichert, wobei der Abscherhorizont bei ca. - 40 m NN liegt (KATZUNG et al. 2004a). Dass die Stauchmoräne von Jasmund ihre Entstehung bzw. Überprägung dem weichselzeitlichen skandinavischen Inlandeis verdankt, gilt für die meisten Bearbeiter (u. a. STEINICH 1972, GROTH 2003, MÜLLER & OBST 2006) als gesichert. Nach STEINICH (1972) könnte aber die Zerlegung der Kreide in einzelne Schollen bereits vor der Ablagerung des ältesten Tills (M1) erfolgt sein und zumindest zum Teil auf endogene Prozesse zurückgehen.

Der M1, von CEPEK (1967), PANZIG (1991) sowie MÜLLER & OBST (2006) ins Saale-Glazial und von STEINICH (1988) in das frühe Weichsel-Glazial gestellt, liegt quasi konkordant auf Sedimenten des oberen Unter-Maastrichtium (HERRIG 2004). Die hier vorliegende Erosionsdiskordanz beinhaltet einen Hiatus von annähernd 70 Ma. Ablagerungen des Paläogens und Neogens fehlen auf Jasmund bzw. finden sich nur aufgearbeitet in pleistozänen Ablagerungen (KATZUNG, KRIENKE & STRAHL 2004b). Über dem M1 folgt das I1-Zwischensediment, für das PANZIG (1995) ein spätsaale- bis mittelweichselzeitliches Alter annimmt. TL-Datierungen des I1 von Jasmund und Arkona verweisen auf einen Bildungszeitraum zwischen 55 ka und 19 ka BP (KRBETSCHKE 1995) und damit auf eine lediglich interstadiale Ablagerung innerhalb des Weichsel-Hochglazials. Die auf <sup>14</sup>C-Daten basierenden Angaben von STEINICH (1992) für den I1-Horizont liegen im Bereich zwischen ca. 40 ka und 30 ka BP. Über dem I1 folgen die zur Brandenburg (qw1B) bzw. Frankfurt (qw1F) Phase des Weichsel-Pleniglazials gerechneten Ablagerungen des M2. Die sich anschließenden Zwischensedimente des I2 werden von (MÜLLER & OBST 2006) als Vorschüttimente der Pommern Phase (qw2) aufgefasst. Besonders dieser I2-Horizont findet sich nur fleckenhaft verbreitet auf Jasmund, so am Wissower Ufer (Pleistozän-Streifen 4 und 7) oder auch am Stubbenhörn (Pleistozän-Streifen 25). Die gesamte Abfolge der Kreide und des „älteren“ Pleistozäns sensu JAEKEL (1918) wird durch den im ausgehenden Weichsel-Glazial akkumulierten M3-Deckkomplex (qw3) winkeldiskordant überlagert. Der Zeitpunkt der glazitektonischen Beanspruchung liegt demnach zwischen der Ablagerung des I2-Zwischensedimentes und des M3-Deckkomplexes (vgl. Abb. 2). Als Verursacher sehen MÜLLER & OBST (2006) den Pommerschen Eisvorstoß, welcher ein Alter von 16 200 bzw. 15 200 <sup>14</sup>C-Jahren BP haben soll (LIETKE 1996, KOZARSKI 1995). Dies entspricht einem kalibrierten Alter von 19 380 ± 100 a BP bzw. 18 300 ± 230 a BP (WENINGER, JÖRIS & DANZEGLOCKE 2009). HEINE et al. (2009) hingegen stufen die Pommern Phase in Brandenburg, anhand von <sup>10</sup>Be-Daten von erratischen Blöcken in den Zeitraum zwischen 17 000 bis 15 000 ka ein. Der jüngste Eisvorstoß, der zumindest den hangenden Teil des M3-Deckkomplexes hinterließ, wird der Mecklenburg Phase zugeschrieben und liegt zeitlich im Bereich von 17 000 bis 15 000 Jahren v. h. (vgl. LITT et al. 2007).

Im Hinblick auf mögliche Ursachen, die zur Bildung des Schuppenbaus aus Kreideschollen und diskordant auflagernden pleistozänen Sedimenten führten, sind eine Reihe

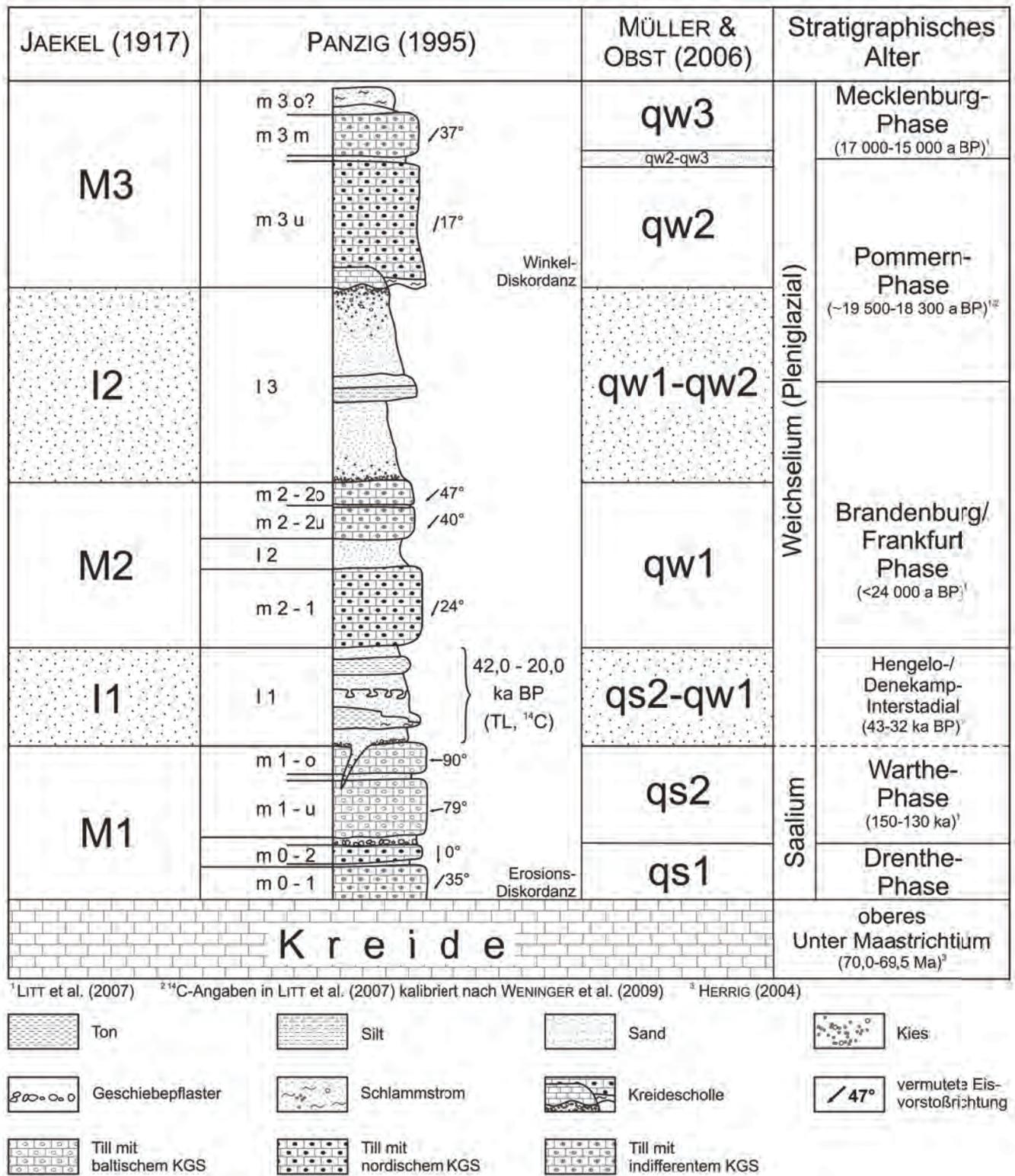


Abb. 2: Normalprofil der pleistozänen Ablagerungen auf Jasmund (Rügen) (nach JAEKEL 1917, PANZIG 1995, MÜLLER & OBST 2006)

Fig. 2: Standard profile of the Pleistocene deposits of Jasmund (Rügen) (after JAEKEL 1917, PANZIG 1995, MÜLLER & OBST 2006)

von grundlegenden Fragen nicht ausreichend geklärt: Welcher der weichselzeitlichen Gletschervorstöße verursachte die Entstehung der Jasmunder Stauchmoräne und kann dieser Prozess eindeutig datiert werden? Warum stießen die Gletscher im Zeitraum vor der glazitektonischen Dislokation über Jasmund vor, ohne die Schreibkreide abzuscheren? Waren in diesem Zusammenhang auch endogene Prozesse beteiligt?

Drei grundsätzliche Modellvorstellungen, die die komplizierten Lagerungsverhältnisse der Stauchmoräne von Jasmund zu erklären versuchen, sollen hier kurz skizziert werden:

(1) LUDWIG (1954/55) führte als einer der ersten Autoren die Entstehung der Stauchmoräne von Jasmund auf ein Zusammenwirken sowohl von endogenen als auch von exogenen Faktoren zurück. Hierbei spielen demnach endotektonische Vorgänge, welche durch Fernwirkung der Alpenaufaltung hervorgerufen wurden, eine wichtige Rolle. Spannungen in der Erdkruste führten im nördlichen Mitteleuropa zu unterschiedlich starker Absenkung des tieferen Untergrundes. Infolge des Durchpausens alter Störungsmuster bis ins jüngere Deck-

gebirge erfuhr Jasmund eine leichte Heraushebung. Damit bot sich zwei aus nordöstlicher bzw. südöstlicher Richtung auf Jasmund vorstoßenden Gletscherzungen ein gemeinsamer Angriffspunkt. Im heutigen Gebiet von Jasmund trafen diese aufeinander, was zur Verschuppung der kreidezeitlichen und pleistozänen Sedimente führte und eine Stauchmoräne entstehen ließ (vgl. Abb. 3A).

(2) Im Sinne von HERRIG & SCHNICK (1994) kam es nach der Ablagerung der Schreibkreide im Gebiet der heutigen Insel Rügen im Unter-Maastrichtium zu einer endogen ausgelösten tektonischen Heraushebung (vgl. GARETSKY et al. 2001), die bis in das Neogen hinein andauerte. Zunächst die Geländeoberfläche lediglich erodierende und exarierende Gletscher hinterließen während des Pleistozäns die älteren Tillis M1 und M2 und die ihnen assoziierten interstadialen Sedimente des I1 und I2. Infolge der Auflast und des Schubs eines nachfolgend aus südlicher Richtung anrückenden Gletschers erfolgte die glazitektonisch induzierte Dislokation von Kreide und Pleistozän, wobei die Kreide mit bruchhafter Verfor-

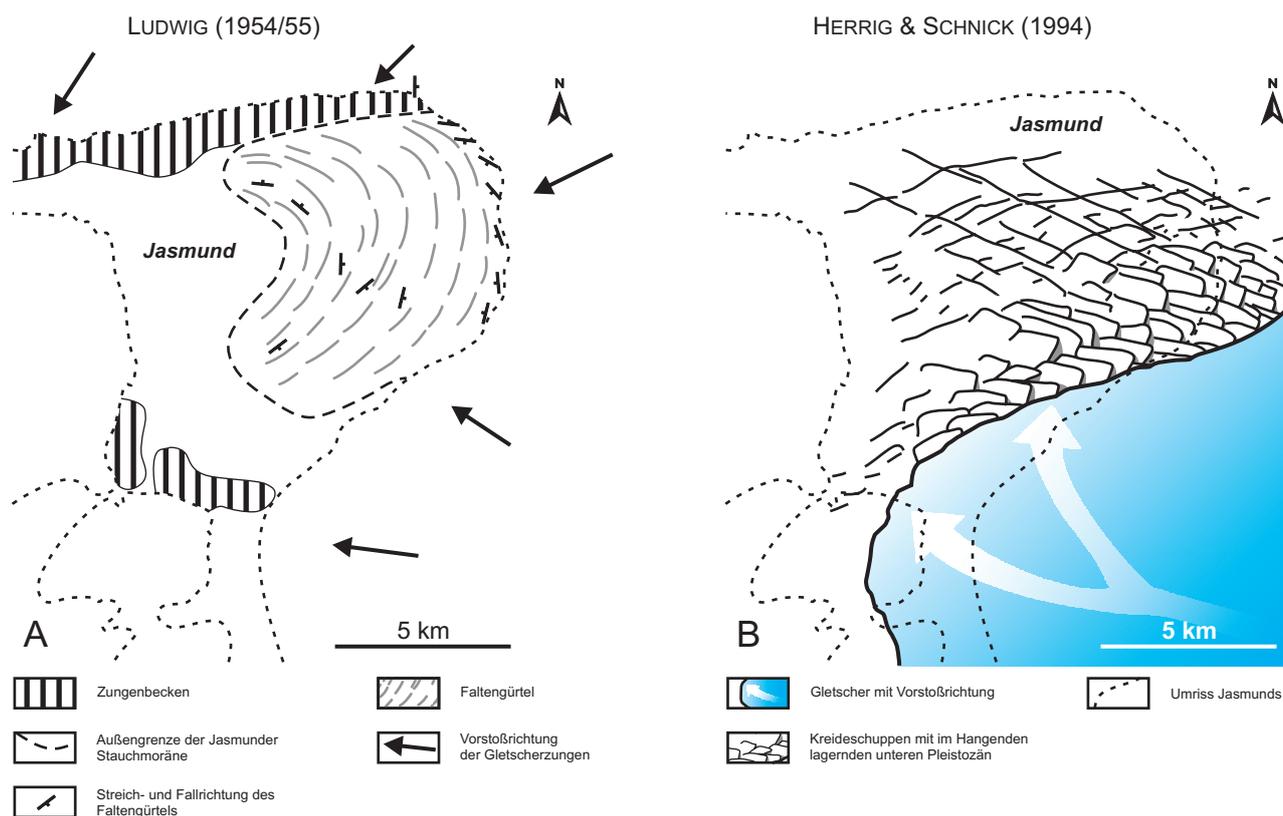


Abb. 3: Modelle zur Genese des Stauchmoränenkomplexes von Jasmund: (A) Schuppenförmige Stapelung infolge des glazitektonischen Drucks zweier von Nordosten und Südosten anströmender Gletscher (verändert und ergänzt nach Ludwig 1954/55), (B) Stauchung der Kreide- und älterer Pleistozän-Ablagerungen durch einen südöstlichen Gletschervorstoß (verändert und ergänzt nach HERRIG & SCHNICK 1994)

Fig. 3: Genetic models of the Jasmund pushmoraine complex: (A) Thrust faulting induced by glaciotectionic pressure of two glacier tongue which streamed from the north-east and south-east (modified after Ludwig 1954/55) (B) Glaciotectionic deformation of Cretaceous and older Pleistocene rocks of Jasmund due to a young Pleistocene glacier advance from south-east (modified after HERRIG & SCHNICK 1994)

mung reagierte (vgl. Abb. 3B). Abschließend überfuhr ein weiterer Gletscher dieses Gebiet und hinterließ den diskordant folgenden M3-Deckkomplex.

- (3) Den dritten Interpretationsansatz liefert GROTH (2003), der sich besonders mit dem Ablauf der glazitektonischen Stauchung befasste. Seine Ergebnisse stützen sich unter anderem auf Bohrungen, die im Rahmen der geologischen Erkundung der Kreide- und Kiessandlagerstätten auf Jasmund in den 1950er und 1960er Jahren durchgeführt worden sind. Hierdurch konnte der schuppenförmige Bau, u. a. der Mönkendorfer Kreideschuppen östlich von Quatzendorf nachgewiesen werden. Ferner sind Kreideschollen dokumentiert, die quasi „schwimmend“ in pleistozänen Sedimenten vorkommen, so eindrucksvoll aufgeschlossen am Kliff bei Dwasieden südlich Sassnitz. Die Stauchmoräne von Jasmund erreicht Höhen zwischen 50 und 161 m NN und teilt sich in einen aus insgesamt fünf Struktureinheiten bestehenden Nord- und Südflügel.

GROTH (2003) ordnet diesen Struktureinheiten jeweils einzelne glazidynamische Entwicklungsphasen zu (Abb. 4): Während der Phase 1 formte sich die Stapelmoräne der Struktureinheit I durch einen südöstlichen Gletschervorstoß. Im Zuge dieser Bewegungen wurde die Kreide mit dem hangenden Pleistozän (M1 bis I2) in 14 Blöcke zerlegt und erfuhr infolge von Überschiebungen eine horizontale Einengung von ursprünglich 3500 m auf 2000 m. Der Abscherhorizont der Kreide liegt bei ca. - 40 m NN, die daraus resultierenden verbleibenden Mächtigkeiten der einzelnen Kreide-Komplexe schwanken zwischen 50 und 100 m.

Änderungen im Eisfluss während der Phase 2 induzierten Druck aus Richtung NE bzw. E und ließen die Struktureinheiten II und IV entstehen, die sich an der nordwestlichen bzw. südöstlichen Seite der Struktureinheit I anschließen.

Während der Phase 3 bewegte sich glazitektonisch ausgelöst der Block der Struktureinheit III, der ehemals der Struktureinheit I angehörte, Richtung SW vor die Struktureinheit II. Dabei kam es zur Rotation, die die Änderung der Streichrichtung der Höhenrücken von SW–NE auf NW–SE erklären würde.

In der Phase 4 verursachte ein Eisschub die Abtrennung der Struktureinheit V. Abschließend überfuhr der Gletscher sämtliche Struktureinheiten I bis V und lagerte den M3-Deckkomplex diskordant ab. Ob die Aufstauchung vom Pommerschen oder vom Mecklenburger Vorstoß verursacht worden ist, lässt GROTH (2003) offen.

Um diese und andere Deutungsversuche bewerten zu können, sollte sukzessive das strukturgeologische Inventar sowohl der Schreibkreide als auch des Pleistozäns der Halbinsel Jasmund unter Berücksichtigung moderner internationaler Literatur (u. a. VAN DER WATEREN 2001, ALLEY et al. 2003, KJÆR et al. 2006) aufgenommen und die Küstenaufschlüsse großmaßstäblich kartiert werden. Die sich hieraus ergebenden Schlussfolgerungen könnten helfen, die

Ursachen für die komplizierten Lagerungsverhältnisse und die Entwicklungsschritte, die zur Bildung der Stauchmoräne geführt haben, zu klären.

### 3. Kliffkartierung

Im Herbst 2006 und im Frühjahr 2007 erfolgten die Kartierungsarbeiten auf der Halbinsel Jasmund entlang der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer (vgl. Abb. 1 und KENZLER 2007, KENZLER et al. 2008, 2009). Im Vordergrund standen die Erfassung sichtbarer Veränderungen am Kliff im Vergleich zu früheren Aufnahmen von BRÜCKNER (1958) und STEINICH (1972), des Weiteren die Dokumentation der Lagerungsverhältnisse der kretazischen und pleistozänen Sedimente und strukturgeologischer Besonderheiten sowie die Diskussion möglicher Ursachen für Kliffabbrüche. Das aufgenommene Kliffprofil wurde in die 1958 aufgestellte Küstenkilometrierung eingehängt (vgl. BRÜCKNER 1958, REINCKE 1958). Diese beginnt mit dem Profilmeter (PM) 0 nördlich von Sassnitz und endet mit PM 10 890 westlich des Hafens von Lohme. Der hier beschriebene Kliffabschnitt liegt zwischen PM 7050 und 8380 (vgl. Abb. 1).

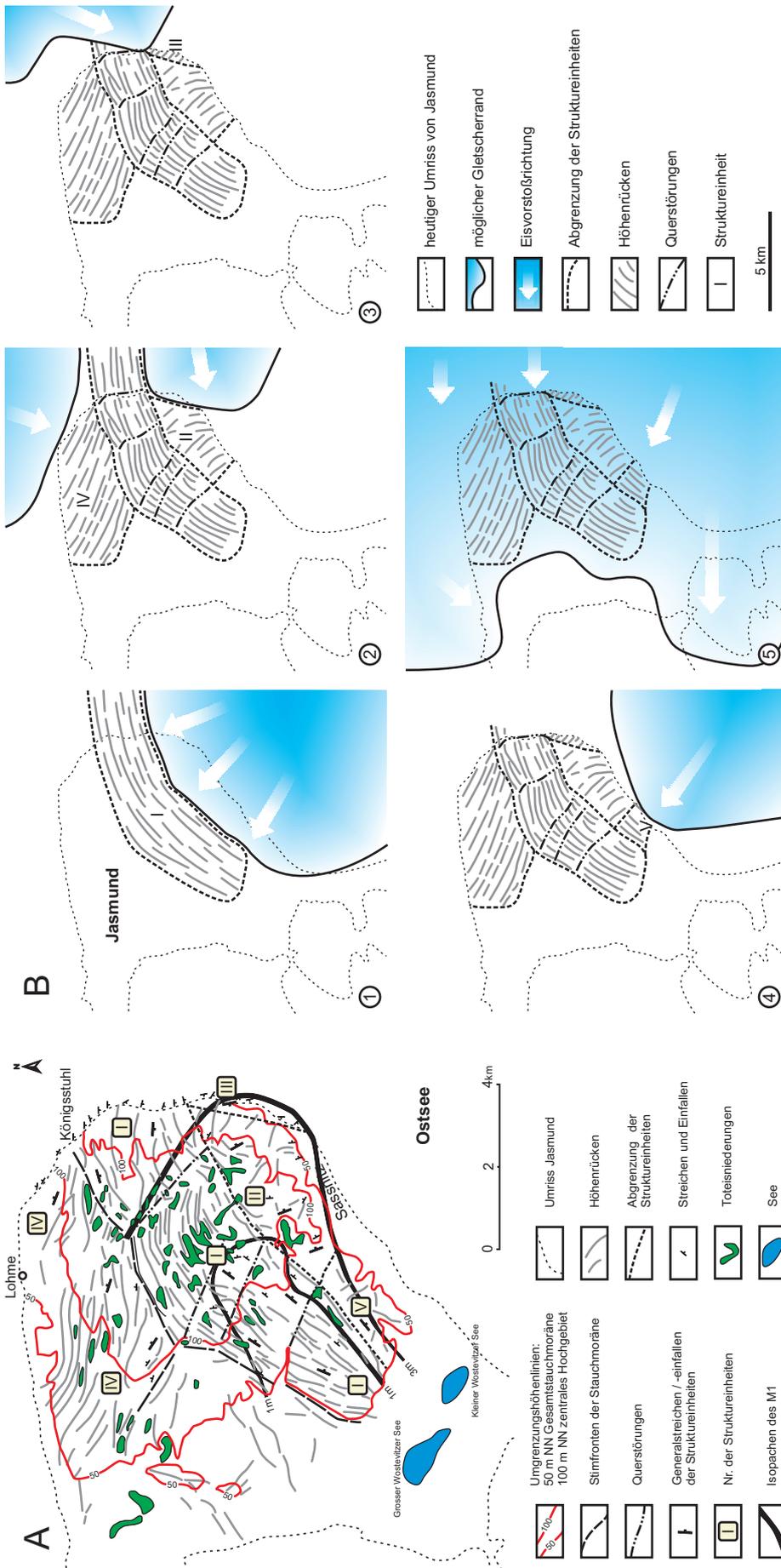
#### 3.1 Methodik

Die Raumlage der kretazischen Schichten bzw. der glazitektonisch deformierten Kreide-Komplexe wurde anhand der Orientierung der vorhandenen Feuersteinbänder rekonstruiert. Der in Lagen angeordnete knollige oder plattige Feuerstein (Flint) entstand konkretionär überwiegend entlang von Schichtflächen und vermittelt somit einen anschaulichen Eindruck der ehemaligen Schichtung bzw. deren sekundärer Verformung (vgl. HERRIG 2004).

Die pleistozänen Sedimente wurden entsprechend ihrer lithologischen Ausbildung untergliedert. Zur Unterscheidung und stratigraphischen Einordnung der verschiedenen pleistozänen Tills wurden zusätzlich Kleingeschiebeanalysen nach TGL 25 232 (1971) durchgeführt, da die Methode lokal gute Korrelationsmöglichkeiten bietet (PANZIG 1995). Zur Analyse der geologischen und tektonischen Ereignisabfolge sind neben lithofaziellen Untersuchungen auch tektonische Elemente, wie z. B. Kluftsysteme und Störungen erfasst worden.

#### 3.2 Lagerungsverhältnisse der glazitektonisch deformierten Abfolgen am Kliff zwischen Großer Stubbenkammer und Hankenufer

Der kartierte Küstenabschnitt nördlich des Königsstuhls umfasst die Pleistozän-Streifen 24 und 25 sowie die Kreide-Komplexe XXIII bis XXV. An die Beschreibung der einzelnen Aufschlüsse schließt sich, soweit möglich, unmittelbar die lithostratigraphische Einstufung der Sedimente und die Interpretation der Lagerungsverhältnisse und Deformationsstrukturen an.



Das Kartierungsgebiet beginnt 150 m nordwestlich des Waschsteins, eines in Folge des Küstenrückgangs aus dem Pleistozän-Streifen 24 verstürzten Großgeschiebes, das heute unterhalb des Königsstuhls (Kreide-Komplex XXIII) auf der Schorre liegt. Richtung Nordwesten folgt der Kreide-Komplex XXIV-1, dessen Lagerungsverhältnisse (Orientierung der Schichten) aufgrund von schlechten Aufschlussbedingungen nicht erfasst und bewertet werden konnte.

Bei PM 7090 (vgl. Abb. 5A) bildet ein kleiner Bach ein Kerbtal, an dessen Talflanken in 7-8 m Höhe über dem Strandniveau pleistozäne diamiktische Sedimente linsenartig innerhalb der Kreide aufgeschlossen sind. Verfolgt man die Basis der nordwestlich des Baches befindlichen pleistozänen Sedimente zu den südöstlich anstehenden Ablagerungen, so lässt sich ein gleichsinniges Einfallen nach Südost feststellen. Der Kleingeschiebebestand des Diamiktions entspricht keinem der typischen, von PANZIG (1990, 1991) beschriebenen Tillspektren. Charakteristisch sind hier erhöhte Werte an Nordischem Kristallin (45,6%) und geringe Anteile Paläozoischer Kalke (15,8%). In ungefähr 10 m Höhe über dem Kliffuß füllen pleistozäne diamiktische Sedimente am Top der Kreide eine sanduhrähnliche Struktur aus. Die Feuersteinlagen in unmittelbarer Nähe dieser Form weisen eine Krümmung nach unten auf (vgl. Abb. 5B). Folgt man dem Bachbett weiter hangaufwärts, lagern über der Kreide schwach diskordant ein Geschiebepflaster und ein bereits von BRÜCKNER (1958) beschriebener 4-5 m mächtiger blaugrauer Till. Am Top des Tills ist ein weiteres, eine Steilstufe bildendes Geschiebepflaster vorhanden, dessen einzelne Komponenten deutlich größer sind, als jene an der Basis des Tills. Oberhalb der Steilstufe steht wiederum ein blaugrauer Till mit einer Mächtigkeit von höchstens 2 m an. Hier öffnet sich nach Südwesten eine relativ flache Kesselstruktur mit einem Durchmesser von 40-50 m. Im Kessel sind vereinzelt weißliche Feinsande aufgeschlossen, die sich auch in 2-3 m Höhe oberhalb des zweiten, vorhergehend beschriebenen Geschiebepflasters wieder finden.

Die bei PM 7090 aufgeschlossenen pleistozänen Sedimente gehören zum Pleistozän-Streifen 24 (vgl. KEILHACK 1912, BRÜCKNER 1958) und zeigen zum Teil das Normalprofil von Jasmund: Über der Kreide lagert der hier durch eine Geschiebelage wahrscheinlich zweigeteilte M1. Die Anreicherung von Geschieben innerhalb eines Tills kann durch Sakkungserscheinungen aufgrund geringerer Duktilität infolge von Stagnationsphasen während der Gletscherbewegung entstehen (vgl. STRAHL 1988). Im Hangenden folgen die I1-Zwischensedimente, repräsentiert durch (glazi)fluviale Sande. Die nicht aufgeschlossenen jüngeren Ablagerungen des M2, I2 und des M3-Deckkomplexes befinden sich wahrscheinlich im höheren Bereich des Kessels.

Das Auftreten linsenförmig austreichender Pleistozänablagerungen sowie die Füllung der sanduhrähnlichen Struktur innerhalb der Kreide lassen verschiedene genetische Deutungen zu:

(a) Durch glazitektonische Bewegungen während der Herausbildung der Stauchmoräne von Jasmund im ausgehenden Weichsel-Glazial wurden die Kreide und überlagernde

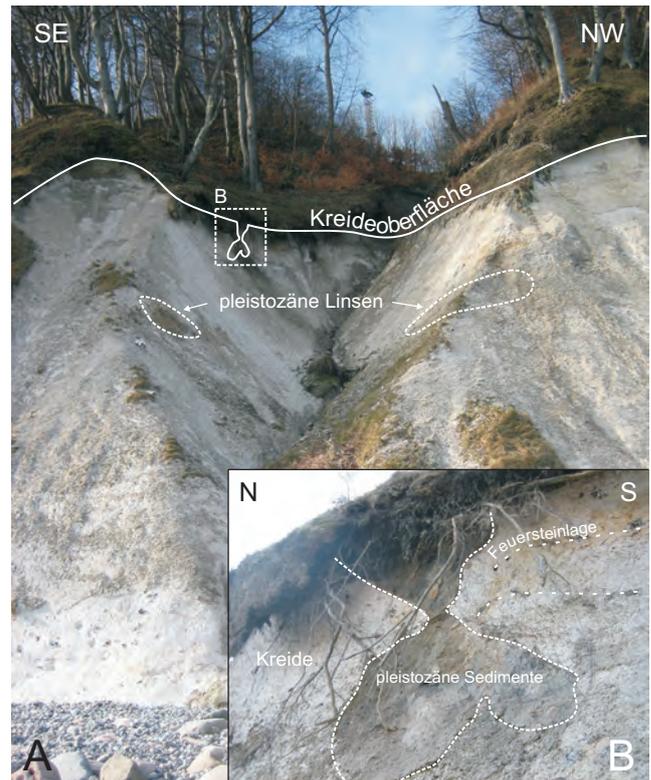


Abb. 5: (A) V-Tal (bei PM 7090) mit linsenförmigen Pleistozän-Aufschlüssen innerhalb der Schreibkreide (B) Detailaufnahme des pleistozänen Tills oberhalb der Kreide (Fotos: Kenzler)

Fig. 5: (A) V-shaped valley (at profile meter 7090) with lenses of Pleistocene within the chalky limestone (B) detailed picture of Pleistocene till on top of the Chalk (photos: Kenzler)

pleistozäne Schichten zum Teil kleinräumig zerschert und miteinander verschuppt. Allerdings konnte in diesem Bereich keine Überschiebungsbahn nachgewiesen werden.

- b) Die pleistozänen Relikte könnten auch Füllungen von ehemaligen Karsthohlräumen anzeigen, wie sie von SCHNICK & SCHÜLER (1996) für die Rügener Schreibkreide diskutiert werden. Diese Vermutung bleibt aber fraglich. Zwar gibt es Anzeichen für Karstlösungen im direkten Hinterland des Jasmunder Kliffs, wie z. B. dolinenartige Trichterstrukturen, aber zweifelsfreie Beweise für eine Lösung von Kreidematerial liegen bisher nicht vor. Auch soll der Travertin, welcher sich etwas weiter nördlich am Pleistozän-Streifen 25 gebildet hat, gelöstem Kalk aus den pleistozänen Zwischensedimenten (I1 und I2) entstammen.
- c) Das pleistozäne Material wurde infolge der Auflast und Bewegung des vorrückenden Inlandeises durch Schwächezonen bzw. Klüfte innerhalb der Schreibkreide injektiv in diese eingepresst. Auch hoher hydrostatischer Druck im basalen Bereich des Gletschers und hieraus resultierende plastische Umlagerungen können in diesem

Zusammenhang eine entscheidende Rolle gespielt haben. Die derzeitigen Aufschlussverhältnisse lassen jedoch nur noch Relikte einer Kluft erkennen, was durch die fortschreitende Küstenerosion erklärt werden kann (Abb. 6).

Sowohl das Umbiegen der Feuersteinlagen im Umfeld der eingedrungenen pleistozänen Sedimente am Top der Kreide, als auch das Fehlen von Überschiebungsbahnen lassen die Bildung der kleinräumigen Strukturen aufgrund injektiver Einpressung am plausibelsten erscheinen. Auch hoher hydrostatischer Druck darf als zumindest beteiligte Kraft nicht ausgeschlossen werden.

Im weiteren Kliffverlauf Richtung NE zwischen PM 7120-7140 laufen Feuersteinlagen, die ansonsten nahezu parallel (um 200/40) übereinander liegen, spitzwinklig aufeinander zu. In diesem Bereich finden sich sowohl rotierte Feuersteine, die teilweise scharfkantig zerbrochen sind, als auch eine Zone mit zerriebener Schreibkreide und einzelnen Feuersteinfragmenten.

Ähnliche Beobachtungen wurden bereits von STEINICH (1972) beschrieben. Es handelt sich hierbei um eine Überschiebungsbahn bzw. Scherfläche im Kreide-Komplex XXIV-1. Die rotierten Feuersteine und die kataklastische Zone mit zerriebener Kreide und Feuersteinen weisen auf Scherbewegungen hin. Die Aufschlussbedingungen ließen die Bestimmung des Bewegungssinns nicht zu.

Bei PM 7320 ist ein vertikaler Versatz einer Feuersteinlage um 0,5 m entlang einer NW–SE orientierten Störung zu beobachten. Die fast saiger verlaufende Störung kann nur über wenige Meter ab Klifffuß verfolgt werden und verliert sich Richtung Kliffoberkante. Im unteren Teil der Störung findet sich eine Ansammlung von Feuersteinen. Die Kreide,

die sich unmittelbar Richtung NE anschließt, ist sehr stark zerschert und geklüftet. Hier fließt an mehreren Stellen Wasser aus dem Kreidekliff. Ungestörte Kreide gilt als äußerst gering permeabel und nur im Umfeld stark geklüfteter Bereiche wird diese wasserdurchlässig. Die Wasseraustrittsstellen besitzen eine charakteristische Ockerfärbung, welche durch die Oxidation von Eisen-II zu Eisen-III unter Beteiligung von Mikroorganismen entsteht. Das Eisen selbst entstammt zersetzten Pyrit- bzw. Markasitknollen innerhalb der Kreide.

Der hufeisenförmig begrenzte Teufelsgrund, eine 200 m weit ins Landesinnere reichende kesselartige Struktur, wird durch einen kleinen Bach bei PM 7400 entwässert. Am Kliff hat sich ein Hängetal 4 m über dem Strandniveau ausgebildet. Das Kliff selbst besteht aus Kreide. Hinzuweisen ist auf eine Störung in diesem Abschnitt, die am Kliffuß wenige Meter nordwestlich des Baches liegt und den Kreide-Komplex XXIV in die Unterabschnitte XXIV-1 und XXIV-2 teilt. Das Umfeld der Störung zeichnet sich durch zerscherte Kreide aus. An mehreren Stellen dringt Wasser direkt aus den Klüften. Erst ab PM 7420 lassen sich flach nach SW einfallende Feuersteinlagen (um 220/09) wieder zweifelsfrei verfolgen. Über der Kreide lagern bei PM 7510 im obersten Kliffbereich wieder pleistozäne Sedimente (M1).

Die Störung am Teufelsgrund verläuft nach STEINICH (1972) diagonal zwischen dem Kliffuß bei PM 7400 und den obersten Bereichen des Kliffs bei PM 7500 (Abb. 7A). Die im oberen Kliffbereich aufgeschlossene Kreide zwischen PM 7420 und 7480 bildet somit einen Teil des Kreide-Komplexes XXIV-1. Nach eigenen Beobachtungen verläuft die Störung jedoch ungefähr senkrecht zum Kliffstreichen direkt durch den Teufelsgrund (Abb. 7B). Für eine solche Interpretation sprechen auch paläontologische Untersu-

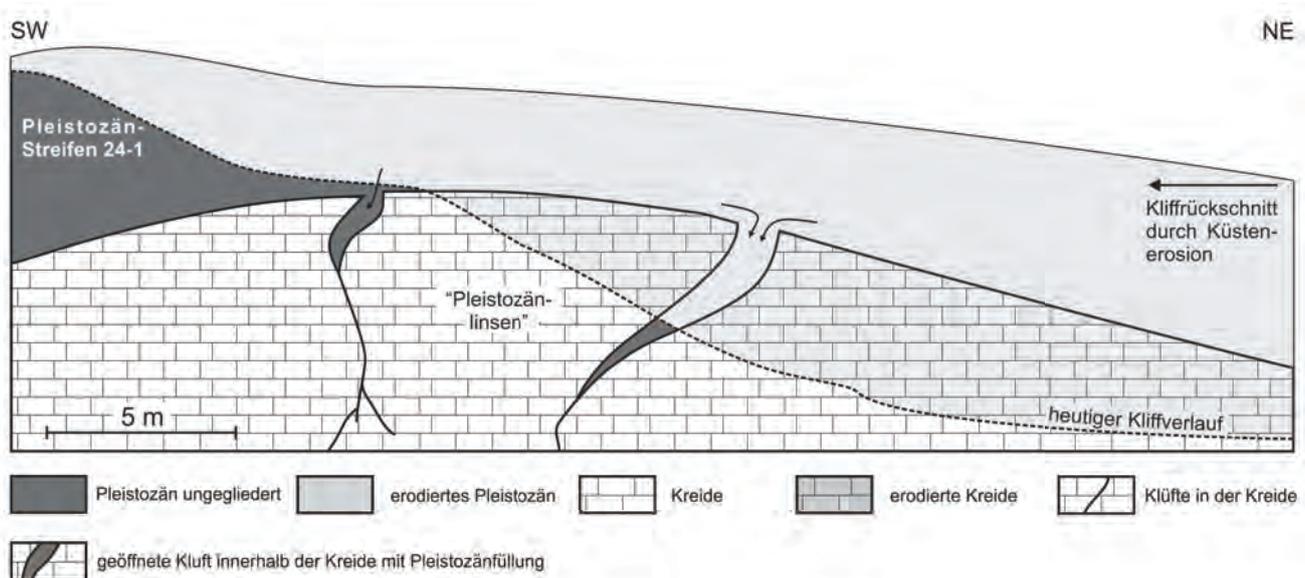


Abb. 6: Schematische Darstellung einer möglichen Entstehung der in Abb. 5 gezeigten geologischen Besonderheiten  
Fig. 6: Schematic illustration of the possible formation of the geological phenomena shown in Fig. 5



chungsergebnisse von STEINICH (1972), der die Kreideabfolgen südöstlich und nordwestlich des Teufelsgrundes mittels Brachiopoden- und Ostrakoden-Horizonten untergliederte. So gehört die Kreide unmittelbar südöstlich des PM 7400 dem Ostrakoden-Horizont 4 (OH 4) an, wohingegen die Kreide des unteren Kliffbereichs nordwestlich vom Bacheinschnitt des Teufelsgrundes in den stratigraphisch älteren OH 2 einzuordnen ist. Bei ungestörter Lagerung liegt zwischen diesen beiden Horizonten normalerweise der fast 30 m mächtige OH 3. Aufgeschlossen ist dieser aber erst im obersten Kliffbereich zwischen PM 7400 und 7450. Diese Kreideaufschlüsse gehören demnach zum Kreide-Komplex XXIV-2 und weisen teilweise eine überkippte Lagerung auf. Die pleistozänen Einheiten M1, I1 und M2 südöstlich des Baches, die im oberen Teil des Kliffs quasi konkordant auf dem Kreide-Komplex XXIV-1 liegen, werden folglich direkt von der Störung abgeschnitten.

Weiterhin kann der M1-Till im obersten Kliffbereich bei PM 7510 als Fortsetzung des bei PM 7700 aufgeschlossenen Pleistozän-Streifens 24-2 angesehen werden, der quasi konkordant dem Kreide-Komplex XXIV-2 aufliegt. Die Lagerungsverhältnisse nordwestlich der Störung würden somit einer NNW-vergente Mulde (Faltenachse: 250/15 WSW) mit steilem bis überkipptem Südschenkel entsprechen (Abb. 7C).

Mit Hilfe dieses korrigierten Bildes der komplizierten Lagerungsverhältnisse lässt sich folgendes Genesemodell des Teufelsgrundes ableiten: Nach der Sedimentation der pleistozänen Sedimente (M1 bis M2) quasi konkordant über der Schreiekreide, erfolgte die glazitektonische Stauchung von Jasmund im ausgehenden Weichsel-Glazial. Hierbei wurde die Kreide mit dem hangenden Pleistozän vom Unterlager in einzelnen Schuppen abgeschert. Zeitgleich entstand eine Störung im Bereich des Teufelsgrundes, die zu einer Unterteilung des Kreide-Komplexes XXIV in die Unterabschnitte XXIV-1 und XXIV-2 führte. Der Südflügel des Kreide-Komplexes XXIV-2 wurde mit dem auflagernden Pleistozän verfaltet und auf den Kreide-Komplex XXIX-1 leicht überschoben. Abschließend überfuhr das M3-Eis diese deformierte Abfolge und hinterließ den M3-Deckkomplex. Durch den globalen Meeresspiegelanstieg, besonders im Zuge der holozänen Litorina-Transgression ab etwa  $8870 \pm 100$  cal a BP (KLEWE 2004, kalibriert nach WENINGER et al. 2009), unterlag die Küste Jasmunds und damit auch der Bereich um den Teufelsgrund der Küstenerosion. Bedingt durch die geologischen Lagerungsverhältnisse des Kreide-Komplexes XXIV-1 floss das Grundwasser südöstlich der Störung durch die Sande des I1, bis es auf die relativ undurchlässigen Kreideschichten des steil gestellten Südflügels des Kreide-Komplexes XXIV-2 traf. Die Entwässerung erfolgte über Klüfte im Bereich der Störung in Richtung Ostsee, wobei sich ein Hängetal ausgebildete. Infolge des bevorzugten Auswaschens der I1-Sedimente und dem Nachbrechen von Teilen des überlagernden M2-Tills, erweiterte sich der Kessel des Teufelsgrundes, bis er seine heutige Aus-

dehnung erreichte. Somit geht die Entstehung des Teufelsgrundes nicht auf eine einmalige große Rutschung zurück, sondern vielmehr auf die kontinuierliche, erosive Wirkung von fließendem Wasser.

Der Kliffuß des Kreide-Komplexes XXIV-2 nordwestlich der Störung vom Teufelsgrund zeichnet sich durch ein allmähliches Abtauchen der Feuersteinbänder in Richtung Stubbenhörn (NW) aus und ist Teil des liegenden Schenkels einer WSW streichenden Mulde (Faltenachse: 250/15 WSW). Ab PM 7830 liegt die Kreideoberfläche unterhalb des Strandniveaus und der Pleistozän-Streifen 24-2 bildet für die nächsten 50 m das Kliff. Dieses wird teilweise durch kleinräumige Rutsch- und Gleitmassen überdeckt. Besonders bei starker Durchfeuchtung gleiten ganze Bäume das bis zu 20 m hohe Kliff hinab. Im oberen Bereich des Kliffs finden sich holozäne Travertin-Vorkommen. In diesen Kalkabsätzen sind Blattabdrücke der Rotbuche (*Fagus sylvatica*) ebenso wie Reste der Bänderschnecke (*Cepaea* sp.) erhalten. Das Alter dieser Travertine soll laut SCHNICK & SCHÜLER (1996) wenige 100 Jahre betragen. Durch den fortschreitenden Kliffrückgang und sich ändernde hydrologische Bedingungen zeigt der bis zu 3 m mächtige Travertin derzeit kein Wachstum mehr. Teile finden sich in Form von abgerutschten Blöcken auch im Strandbereich.

Im Hinterland dieses Abschnittes erstreckt sich eine kesselartige Struktur, die ebenfalls durch die erosive Wirkung fließenden Wassers entstand. Durch ungünstige Aufschlussverhältnisse war es nur bedingt möglich, die Lagerung der einzelnen pleistozänen Schichtglieder zwischen PM 7830 und 7880 zu erfassen. BRÜCKNER (1958) und LÜBKE (1958) erwähnen in diesem Abschnitt eine Störung, die zwischen dem Pleistozän-Streifen 24-2 und dem nordwestlich anschließenden Kreide-Komplex XXV auftreten soll. Die nordwestlich der Störung anstehenden Ablagerungen erscheinen gegenüber den südöstlichen um 8-10 m in Richtung Südwesten versetzt. Somit stehen am Kliff bei PM 7880 störungsbedingt kretazische und pleistozäne Sedimente (I1) nebeneinander an. Ab PM 7880 wird der unterste Kliffbereich wieder aus Kreide aufgebaut. Ob eine Störung zwischen dem Pleistozän-Streifen 24-2 und der sich nach NW bei PM 7880 anschließenden Kreide wirklich vorliegt, könnten (mikro)paläontologische Untersuchungen der Kreide-Komplexe XXIV-2 und XXV klären.

Die folgenden 100 m ab PM 7880 sind geprägt von zwei kesselartigen Strukturen im oberen Kliffbereich und den Überresten einer großen Rutschung, die sich im Jahr 1999 ereignete. Die Kessel liegen in den sandig bis kiesigen, hier annähernd 30 m mächtigen I2-Ablagerungen. Die Kreide und die „älteren“ pleistozänen Sedimente stehen zwischen PM 7880 und 8000 fast saiger und werden im obersten Kliffbereich durch den ca. 2 m mächtigen M3-Deckkomplex diskordant überlagert. Die Mächtigkeit des gesamten Pleistozäns am hier aufgeschlossenen Pleistozän-Streifen 25 beträgt ca. 60 m. Die Reste der Rutschung aus dem Jahr 1999 lassen sich noch deutlich am Strand erkennen.

Als Ursache für die Rutschung kommen mehrerer Faktoren in Frage: Durch den Abtrag der diesen Kliffabschnitt stabilisierenden Kreideschichten infolge von Brandung und Frostsprengung, verringerte sich deren Standfestigkeit sukzessive (Abb. 8). Besonders die Feuersteinlagen stellen immer wieder Schwächezonen innerhalb der glazitektonisch durchbewegten Kreide-Komplexe dar (OBST & SCHÜTZE 2006). Sobald die Kreide durch die erosive Wirkung des Meeres weit genug zurückgeschnitten war, kam es zum Kollaps und es setzte eine gravitative Massenbewegung ein. Als Abscherhorizont diente die Grenzfläche zwischen den landeinwärts muldenförmig lagernden pleistozänen Sedimenten und der Kreide. Nach der Rutschung erweiterte sich besonders der im oberen Kliffabschnitt gebildete Abbruchkessel in den sandig bis grobkiesigen I2-Zwischensedimenten. Diese (glazi-)fluvialen Ablagerungen sind nur äußerst gering kompaktiert und werden deshalb bei Starkregenereignissen leicht ausgewaschen. Nicht zuletzt durch den teilweise recht steilen Böschungswinkel von über 50° kommt es auch heute noch immer wieder zu Steinschlägen in diesem Abschnitt.

Im weiteren Verlauf des Steilufers in Richtung Nordwest stehen bis PM 8400 ausschließlich kretazische Ablagerungen an. In diesem Abschnitt liegt eine Antiklinalstruktur der Kreide vor, welche einen „Luftsattel“ in Richtung Ostsee bildet. Besonders eindrucksvoll präsentieren sich im Bereich zwischen PM 8000 und 8200 die teilweise saiger stehenden Feuersteinlagen. Die Höhe des Kliffs reduziert sich allmählich von über 50 m bis auf unter 10 m Richtung Hanken Ufer. Gleichzeitig taucht die Kreideoberfläche unter das Strandniveau ab, wodurch ab PM 8400 ausschließlich pleistozäne Sedimente des Pleistozän-Streifens 26 das Kliff bilden.

Als weitere Besonderheit sind Überschiebungen zu nennen, die sich zwischen PM 8150 und 8250 lokalisieren lassen. Genaue strukturgeologische Kenndaten zu den auftretenden Störungsflächen, welche eine genetische Interpretation

zulassen würden, konnten aufgrund der Aufschlussverhältnisse nicht erhoben werden. Somit können weder Angaben zum genauen Bewegungssinn, noch zur Überschiebungsweite gemacht werden. Vom Strand aus zu erkennen sind lediglich die Überschiebungsbahnen, an denen die Feuersteinlagen abgeschnitten sind (Abb. 9A-B). Auch einige Störungen, die sich senkrecht zur Überschiebungsfläche erstrecken, lassen sich beobachten (Abb. 9A).

Am Ende des bearbeiteten Profils bei PM 8370 tritt innerhalb der Kreide eine große Kluft auf. Sie verläuft vom Kliffuß bis zum oberen Rand des hier etwa 3 m hohen Kliffs (vgl. Abb. 9C). Die bis zu 5 cm breite Struktur ist gefüllt mit maximal einige Zentimeter großen Kreideklasten, welche sich teilweise gegenseitig stützend in einer tonig-grauen Matrix schwimmen. Auch LÜBKE (1958) beschreibt eine 2-6 cm breite, mit Till und Kreidebrocken verfüllte Kluft, welche allerdings 25 m weiter südöstlich am Kliff aufgeschlossen war. Durch den kalkulierten Kliffrückgang von mindestens 10 m (JANKE 2004) während der letzten 50 Jahre und dem zum Kliff spitzwinkligen Verlauf der Kluft, erklären sich die unterschiedlichen Aufschlusspositionen der Jahre 1958 und 2007. Die Kluft hätte somit eine horizontale Ausdehnung von mindestens 25 m innerhalb der Kreide. Die Entstehung dieser Struktur kann im Zusammenhang mit einer Scherzone stehen, welche sich im Zuge der Aufstauchung Jasmunds entwickelte. Genetisch mit dieser Vorstellung verknüpft wären ein klastischer Gang (clastic dyke), wie aus glazial geprägten Gebieten von VAN DER MEER et al. (2009) beschrieben. Entlang einer Scherzone bzw. Kluft drangen während der glazitektonischen Stauchung Jasmunds bei PM 8370 feinkörniges M1-Material und Kreidebruchstücke in die Kreide ein. Als auslösende Faktoren kommen Wasserüberdrücke im sub- bzw. proglazialen Raum und Spannungen innerhalb der Kreide durch glazitektonische Stauchung in Verbindung mit Schwächezonen innerhalb der Kreide in Frage.

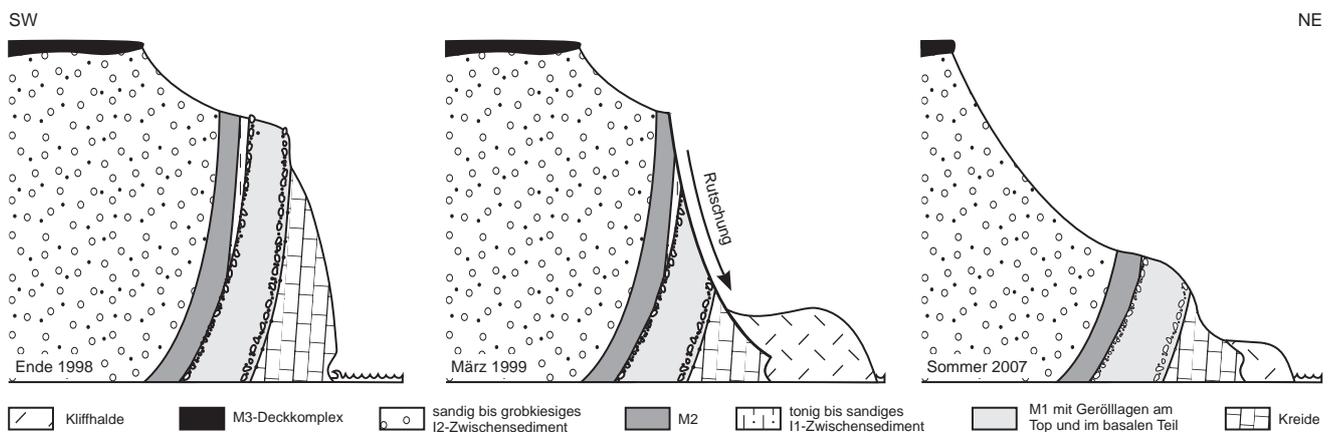


Abb. 8: Schema der Entwicklung des Kliffs am Stubbenhörn zwischen 1998 und 2007 durch Kombination aus Rutschung und nachfolgender allmählicher Erosion

Fig. 8: Schemata of the cliff evolution at Stubbenhörn between 1998 and 2007 by a combination of rotational sliding and successive gradually erosion

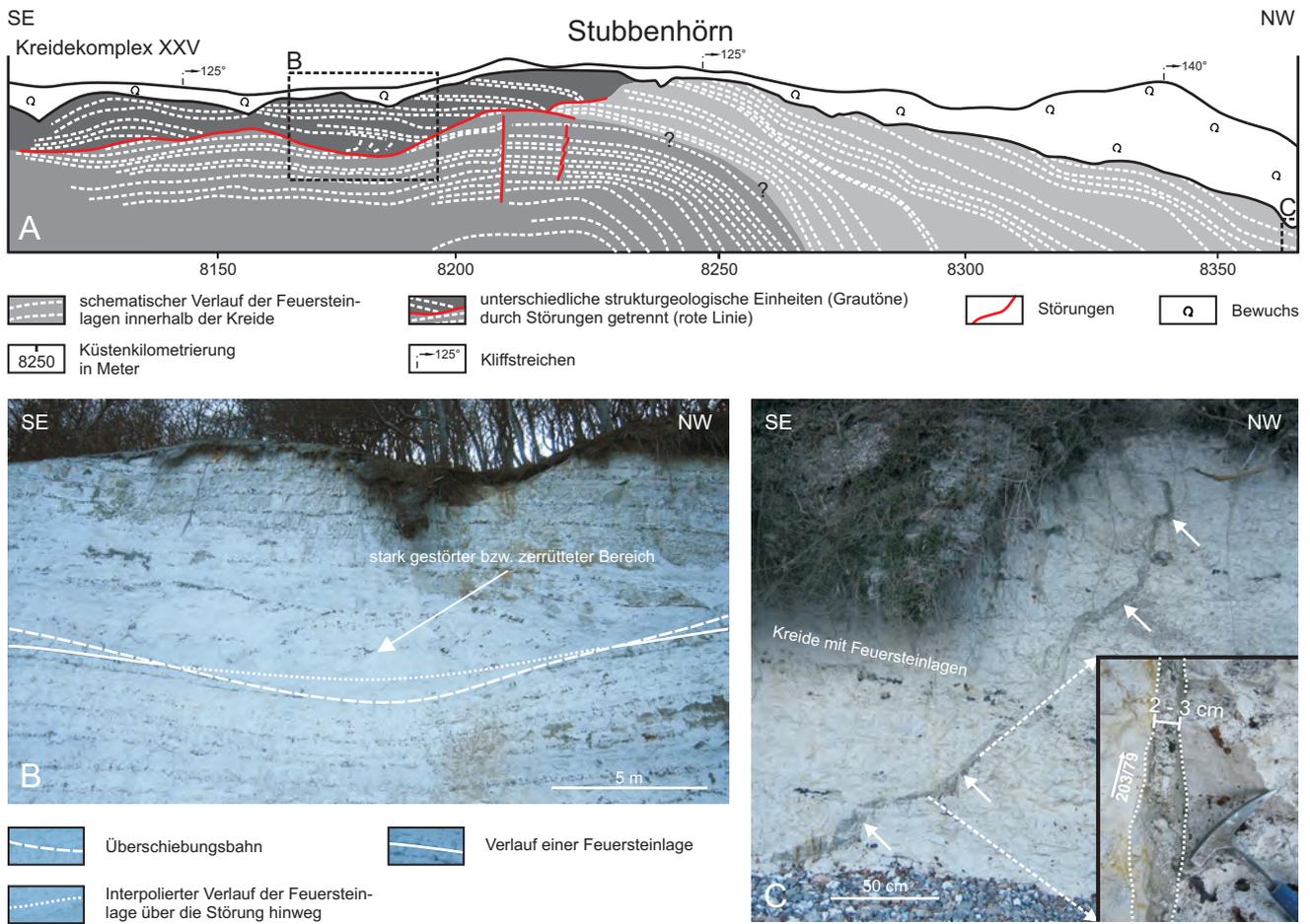


Abb. 9: (A) Schematische Ansicht des Kreidekliffs von Stubbenhörn mit Überschiebungsbahnen und dem Verlauf der Feuersteinlagen zwischen PM 8100 und 8370  
(B) Überschiebungsbahn innerhalb der Kreideablagerungen (PM 8170 bis 8195) mit stark gestörtem Bereich im Hangendem der Störung  
(C) Mit Kreidebröckchen und grauem tonigem Material verfüllte Kluft (klastischer Gang) in der Schreibkreide bei PM 8370  
(Fotos: Kenzler)

Fig. 9: (A) Schematic view of the Chalk cliff near Stubbenhörn with thrust faults and the orientation of the chert layers  
(B) Thrust fault within the Cretaceous rocks between profile meter 8170 and 8195 with strongly disturbed section above the fault  
(C) Fissure (clastic dyke) filled with chalky limestone nuggets and grey clay material within the Chalk near profile meter 8370  
(photos: Kenzler)

Jasmund ist also eine der Typuslokalitäten für das Zusammenspiel von endogenen und exogenen landschaftsgestaltenden Prozessen. Die Negierung der endogenen Anlage, wonach die Kreideschichten durch relative Heraushebung erst in das Deformationsstockwerk der vorstoßenden Gletscher gebracht wurden, stellt einen Erkenntnisrückschritt dar. Schlüssige Modelle für die Genese des Stauchmoränenkomplexes von Jasmund müssen somit sowohl endogene als auch exogene Erklärungen beinhalten. Trotzdem finden sich exakte Aufnahmen des Gefügeinventars und der Geometrie der miteinander verschuppten Kreide-Komplexe und Pleistozän-Streifen nur vereinzelt (STEINICH 1972, GROTH 2003).

Die hier präsentierte Neukartierung der Steilküste zwischen Großer Stubbenkammer und Hanken Ufer soll als Grundlage für eine Konstruktion bilanzierter Profile dienen und wurde im Hinblick auf ein Monitoring des Küstenrückganges an den Steilküsten der südlichen Ostsee durchgeführt. Die Arbeiten belegen das Vorhandensein eines differenzierten Störungsinventars, welches die Morphologie des Kliffs maßgeblich mit beeinflusst. Entlang der Steilküste Jasmunds, zwischen Königsstuhl und Hanken Ufer, finden sich vielerorts eindeutige Anzeichen glazitektonischer Stauchung. Zum Störungsinventar gehören zunächst großräumige Überschiebungsbahnen, die z. B. am Kreidekliff im Bereich des Teufelsgrundes und

am Stubbenhörn aufgeschlossen sind. Die einzelnen Kreide-Komplexe mit den schwach diskonform auflagernden pleistozänen Einheiten M1 bis I2, wurden nicht nur als komplette Einheiten gegeneinander versetzt, sondern zeigen auch interne Verformungen wie Überschiebungen und Störungen. So gibt es kleindimensionale Störungssysteme (Dezimeter- bis Meter-Maßstab), deren Klüfte bereichsweise geöffnet und mit pleistozänem Material verfüllt worden sind.

Die Genese der untersuchten Kesselstrukturen ist vielfältig. Besonders rasch entwickeln sie sich in den lokal sehr mächtigen (bis 40 m), sandigen bis kiesigen I2-Zwischensedimenten, ersichtlich am Beispiel des Pleistozän-Streifens 25 am Stubbenhörn, wenn nach Kliffabbrüchen die lockeren Sedimente ausgewaschen werden. Bei der Stabilität der einzelnen Kliffabschnitte spielen folglich neben den Lagerungsverhältnissen und der Lithologie die Niederschläge und die hydrologischen Gegebenheiten eine entscheidende Rolle. Im Hinblick auf den Küstenrückgang übernimmt die aufgestauchte Kreide an einigen Kliffabschnitten die Funktion von Stützpfählern, welche die landwärts folgenden, oftmals muldenförmig eingeschuppten pleistozänen Ablagerungen stabilisieren. Kommt es infolge der Küstenerosion zur Ausdünnung eines Kreidepfeilers, können größere Kliffabbrüche bzw. Rutschungen initiiert werden (siehe 1999 am Pleistozän-Streifen 25).

#### 4. Ausblick

Um den Ablauf der Stauchungsprozesse auf Jasmund in einem Modell zu rekonstruieren, muss die (struktur-) geologische Datenbasis deutlich verbessert werden. Besonders problematisch erweist sich auch die lückenhafte Chronometrie der einzelnen weichselzeitlichen Ablagerungen und deren Korrelation untereinander. Die absolute zeitliche Einordnung der verschiedenen, an das vorrückende oder abtauende Inlandeis gebundenen Sedimentationsereignisse während der Entstehung Jasmunds im ausgehenden Weichsel-Glazial würde einen wertvollen Erkenntnisgewinn, auch im überregionalen Sinne, erbringen. Durch den Fortschritt in der Optisch Stimulierten Lumineszenz (OSL) seit Ende der 1990er Jahre ergeben sich heute relativ verlässliche Möglichkeiten, Sedimente, die im Umfeld von Inlandeisgletschern abgelagert wurden, zu datieren. Auch wenn diese Methode nicht ohne Schwierigkeiten angewendet werden kann, könnte mit ihrer Hilfe der zeitliche Ablauf der Aufstauchung von Jasmund bestimmt werden (vgl. FUCHS & OWEN 2008). Die Voraussetzung für eine Anwendung der OSL-Datierung ist eine detaillierte Faziesanalyse der interstadialen und interglazialen Ablagerungen (I-Einheiten), mit der bereits begonnen wurde.

Auch die durch VERSE et al. (1998), VERSE (2001) und KRIENKE (2002, 2003) bereits erfolgreich angewandte Methode der Untersuchung von Tills mit Hilfe von Dünnschliffen (Mikromorphologie) im Bereich des Greifswalder Boddens und auf Südostrügen, bietet ein großes Forschungspotential. Die mikroskopische Analyse erlaubt

die Bestimmung subglazialer Deformationsmuster sowie auch die Unterscheidung zwischen supra- und subglazial abgelagerten Tills, welche unter anderem die Rekonstruktion von Paläofließrichtungen der Gletscher zulassen würde (vgl. VAN DER WATEREN 1987, VAN DER MEER 1993). Mit dieser Methode sollte insbesondere der M3-Deckkomplex untersucht und klassifiziert werden (vgl. auch ANDERS 1989), der die verschuppte und verfaltete Abfolge aus Kreide und „älterem“ Pleistozän von Jasmund diskordant überlagert und der möglicherweise mit der glazigenen Deformation im Zusammenhang steht.

#### Zusammenfassung

Im ausgehenden Weichsel-Glazial unterlag die Halbinsel Jasmund (Rügen) einer starken glazitektonischen Deformation, wodurch ein Stauchmoränenkomplex gebildet wurde. Das „ältere“ Pleistozän und die unterlagernde Schreibkreide des Unter-Maastrichtium wurden durch einen Gletschervorstoß verfaltete und in Schuppen zerlegt, die überwiegend N-, NW- und SW-Vergenz zeigen. Durch den postglazialen Meeresspiegelanstieg und nachfolgende Erosion entstand zwischen Sassnitz und Lohme eine Steilküste mit Kliffhöhen bis zu annähernd 120 m. Geländeaufnahmen und Untersuchungen glazitektonischer Erscheinungen entlang eines 1300 m langen Kliffprofils nördlich des Königsstuhls zeigen ein differenziertes Störungsinventar. Neben größeren Überschiebungsbahnen zwischen einzelnen Kreide-Komplexen mit ihren zugehörigen Pleistozän-Streifen, lassen sich auch kleindimensionale Strukturen innerhalb der Kreideschichten beobachten. Oft besteht ein Zusammenhang zwischen dem glazitektonischen Inventar und den durch sie begründeten Hanginstabilitäten, die zu Rutschungen und Abbrüchen führen und letztlich auch für die Bildung (sub-)reuzter Erosionskessel verantwortlich sind (z. B. am Teufelsgrund oder Stubbenhörn).

#### Summary

The Jasmund peninsula (Rügen) was strongly glacio-tectonically deformed at the end of the Weichselian glacial, which led to formation of a pushmoraine complex. The older Pleistocene and the underlying late Cretaceous rocks (Lower Maastrichtian) have been folded and thrust by an ice-sheet advance. As a result stacked imbricate blocks, showing predominantly N, NW and SW vergency, can be distinguished. Post-glacial sea-level rise and erosion led to formation of a steep coast between Sassnitz and Lohme with cliffs up to nearly 120 m high. Field studies and tectonical analyses along a 1300 m long cliff profile north of the Königsstuhl show a differentiated fault inventory. Besides larger thrust planes between individual Chalk complexes and their related Pleistocene deposits, small scale structures can be observed in the chalky limestone itself. There is very often a relationship between the glacio-tec-

tonical inventory and the resulting slope instabilities that lead to cliff slides and falls, and finally to the formation of (sub-)recent erosional depressions (e. g. at Teufelsgrund or Stubbenhörn).

## Literatur

- ALLEY, R. B., LAWSON, D. E., LARSON, G. J., EVENSON, E. B. & G. S. BAKER (2003): Stabilizing feedbacks in glacier-bed erosion. - *Nature* **424**, S. 758-760, New York
- ANDERS, T. (1989): Zur Genese der M3-Decke auf Jasmund (Rügen). - Diss. Universität Greifswald, 89 S., Greifswald (unveröff.)
- BERENDT, G. (1889): Die Lagerungsverhältnisse und Hebungerscheinungen in den Kreidefelsen auf Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **41**, S. 148-154, Berlin
- BOLL, E. (1846): Geognosie der deutschen Ostseeländer zwischen Eider und Oder. - 284 S., Neubrandenburg
- BRINKMANN, R. (1953): Über die diluvialen Störungen auf Rügen. - *Geol. Rdsch.* **41**, S. 231-241, Stuttgart
- BRÜCKNER, W. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste Jasmund auf Rügen im Abschnitt IV, zwischen Steinbach und Stubbenhörn. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 59 S., Greifswald (unveröff.)
- CEPEK, A. G. (1967): Stand und Probleme der Quartärstratigraphie im Nordteil der DDR. - *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.* **12**, 3/4, S. 375-404, Berlin
- COHEN, E. & W. DEECKE (1890): Sind die Störungen in der Lagerung der Kreide an der Ostküste von Jasmund (Rügen) durch Faltung zu erklären. - *Mitt. naturw. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald* **21**, S. 40-49, Berlin
- CREDNER, H. (1889): Die Lagerungsverhältnisse in den Kreidefelsen auf Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **41**, S. 365-370, Berlin
- FUCHS, M. & L. A. OWEN (2008): Luminescence dating of glacial and associated sediments: review, recommendations and future directions. - *Boreas* **37**, S. 636-659, Oslo
- GARETSKY, R. G., AIZBERG, R. Y., KARABANOV, A. K., KOKKEL, F., LUDWIG, A. O., LYKKE-ANDERSEN, H., OSTAFICZUK, S., PALIJENKO, V. P., SIM, L. S., ŠLIAUPA, A. & W. STAKKEBRANDT (2001): The neogeodynamic state of the Baltic Sea depression and adjacent areas - some conclusions from the IGCP-Project 346: "Neogeodynamica Baltica". - *Brandenburgische Geowiss. Beitr.* **8**, 1, S.43-47, Kleinmachnow
- GEIKIE, J. (1894): The great ice age and its relation to the antiquity of man. - 850 S., London
- GRIPP, K. (1947): Jasmund und Moen, eine glacialmorphologische Untersuchung. - *Erdkunde* **1**, S. 175-182, Bonn
- GROTH, K. (2003): Zur glazitektonischen Entwicklung der Stauchmoräne Jasmund/Rügen. - *Schriftenr. d. Landesamtes f. Umwelt, Naturschutz und Geol. M.-V.* **3**, S. 39-49, Güstrow
- GRUHS, K. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt I, zwischen Saßnitz und den Wissower Klinten. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 43 S., Greifswald (unveröff.)
- GÜNTHER, A. & C. THIEL (2009): Combined rock slope stability and landslide susceptibility assessment of the Jasmund cliff area (Rügen Island, Germany). - *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* **9**, S. 687-698, Göttingen
- HEINE, K., REUTHER, A. U., THIEKE, H. U., SCHULZ, R., SCHLAAK, N. & P. W. KUBIK (2009): Timing of Weichselian ice marginal positions in Brandenburg (northeastern Germany) using cosmogenic in situ <sup>10</sup>Be. - *Z. Geomorph. N. F.* **53**, 4, S. 433-454, Berlin
- HERRIG, E. (2004): Kreide auf Rügen. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg Vorpommern.* - S. 186-197, Stuttgart
- HERRIG, E. & H. SCHNICK (1994): Stratigraphie und Sedimentologie der Kreide und des Pleistozän auf Rügen. - *Greifswalder Geowiss. Beitr., Reihe A* **1**, S. 6-55, Greifswald
- JAEKEL, O. (1911): Über den Kreidehorst von Jasmund und seine Tektonik. - *Mitt. naturwiss. Ver. Neu-Vorpommern und in Greifswald* **42**, S. 43-70, Berlin
- JAEKEL, O. (1917): Vier nordische Eiszeiten. - *Iber. Geographische Gesellschaft Greifswald* **16**, S.1-41, Greifswald
- JAEKEL, O. (1918): Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **69**, S. 81-176, Berlin
- JANKE, W. (2004): Küstenschutz. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): *Geologie von Mecklenburg Vorpommern.* - S. 477-482, Stuttgart
- JOHNSTRUP, F. (1874): Über die Lagerungsverhältnisse und die Hebungphänomene in den Kreidefelsen auf Moen und Rügen. - *Z. deutsch. geol. Ges.* **26**, S. 533-585, Berlin
- KANTER, L. (1989): Der M2-Till von Nordost-Rügen. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 62. S., Greifswald (unveröff.)

- KATZUNG, G., MÜLLER, U., KRIENKE, H.-D., KRULL, P. & U. STRAHL (2004a): Auflagerung des Quartärs und Glazialtektonik. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg Vorpommern. - S. 397-408, Stuttgart
- KATZUNG, G., KRIENKE, H.-D. & U. STRAHL (2004b): Rügen. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg Vorpommern. - S. 315-325, Stuttgart
- KEILHACK, K. (1912): Die Lagerungsverhältnisse des Diluviums in der Steilküste von Jasmund auf Rügen. - Jb. preuß. geol. Landesanst. **33**, I, S. 114-158, Berlin
- KENZLER, M. (2007): Die glazigenen Sedimente am Stubbenhörn auf Jasmund (Rügen). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 119 S., Greifswald (unveröff.)
- KENZLER, M., HÜNEKE, H., OBST, K. & K. SCHÜTZE (2008): Late Pleistocene glacial records of ice-marginal and proglacial deposits: A case study from Rügen (southern coast of the Baltic Sea). - Abstract Volume 26th Regional Meeting of the International Association of Sedimentologists (IAS), S. 151, Bochum
- KENZLER, M., OBST, H., HÜNEKE, H. & K. SCHÜTZE (2009): How stable is the cliff north of the 'Königsstuhl' (Jasmund/Rügen)? - Coastal evolution during the last 50 years. - Conference Proceedings International Conference on Climate Change - The environmental and socio-economic response in the southern Baltic region, S. 111-112, Stettin
- KJÆR, K. H., LARSEN, E., VAN DER MEER, J. J. M., INGÓLFSSON, Ö., KRÜGER, J., BENEDIKTSSON, Í. Ö., KNUDSEN, C. G. & A. SCHOMACKER (2006): Subglacial decoupling at the sediment/bedrock interface: a new mechanism for rapid flowing ice. - Quaternary Science Reviews **25**, S. 2704-2712, Amsterdam
- KLIEWE, H. (2004): Weichsel-Spätglazial. - In: KATZUNG, G. (Hrsg.): Geologie von Mecklenburg-Vorpommern. - S. 242-251, Stuttgart
- KOZARSKI, S. (1995): Deglacjacja Północno-Zachodniej Polski: Warunki środowiska i transformacja geosystemu (~20 ka → 10 ka BP). - Dokumentacja Geograficzna **1**, S. 7-82, Warschau
- KRBETSCHKE, M. R. (1995): Lumineszenz-Datierungen quartärer Sedimente Mittel-, Ost- und Nordostdeutschlands. - Diss. Bergakademie Freiberg, 122 S., Freiberg (unveröff.)
- KRIENKE, K. (2002): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial - Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studie im Küstenraum Vorpommerns. - Diss. Universität Greifswald, 181 S., Greifswald (unveröff.)
- KRIENKE, K. (2003): Südostrügen im Weichsel-Hochglazial - Lithostratigraphische, lithofazielle, strukturgeologische und landschaftsgenetische Studie zur jüngsten Vergletscherung im Küstenraum Vorpommerns (NE-Deutschland). - Greifswalder Geowiss. Beitr. **12**, S. 1-148, Greifswald
- LIEDTKE, H. (1996): Die eiszeitliche Gestaltung des Oderbruches. - In: MÄUSBACHER, R. & A. SCHULTE (Hrsg.): Beiträge zur Physiogeographie - Festschrift für Dietrich Barsch. - Heidelberger Geographische Arbeiten **104**, S. 327-351, Heidelberg
- LITT, T., BEHRE, K.-E., MEYER, K.-D., STEPHAN, H.-J. & S. WANSA (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. - Eiszeitalter und Gegenwart **56**, 1/2, S. 7-65, Stuttgart
- LÜBKE, H. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt V, zwischen Stubbenhörn und Lohme. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 61 S., Greifswald (unveröff.)
- LUKAS, S. (2003/2004): Moräne oder Till? ein Vorschlag zur Beschreibung, Interpretation und Benennung glazigener Sedimente. - Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie **39**, S. 141-159, Innsbruck
- LUDWIG, A. O. (1954/55): Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). - Wiss. Z. Univ. Greifswald, Math.-Nat. R. **4**, 3/4, S. 251-288, Greifswald
- MÜLLER, U. & K. OBST (2006): Lithostratigraphie und Lagerungsverhältnisse der pleistozänen Schichten im Gebiet von Lohme (Jasmund/Rügen). - Z. geol. Wiss. **34**, 1/2, S. 39-54, Berlin
- OBST, K. & K. SCHÜTZE, (2006): Ursachenanalyse der Abbrüche an der Steilküste von Jasmund/Rügen 2005. - Z. geol. Wiss. **34**, 1/2, S. 11-37, Berlin
- PANZIG, W.-A. (1990): Das Geschiebeinhaltsliche Normalprofil des Till-Inventars von NE-Rügen. - Diss. Universität Greifswald, 149 S., Greifswald (unveröff.)
- PANZIG, W.-A. (1991): Zu den Tills auf Nordostrügen. - Z. geol. Wiss. **19**, 3, S. 331-346, Berlin
- PANZIG, W.-A. (1995): Zum Pleistozän von Rügen. - Terra Nostra **6**, S. 177-200, Greifswald
- PHILIPPI, E. (1907): Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). - Z. Gletscherkunde **1**, S. 81- 112, S. 199-224, Berlin
- REINCKE, J. (1958): Kliffkartierung an der Steilküste von Jasmund auf Rügen im Abschnitt III, zwischen Kieler Bach und Steinbach. - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 44 S., Greifswald (unveröff.)

- RICHTER, K. (1933): Gefüge und Zusammensetzung des Norddeutschen Jungmoränengebietes. - Abh. geol. Inst. Greifswald **11**, 63. S., Greifswald
- SCHNICK, H. & U. SCHÜLER (1996): Initiale Karstphänomene in der Schreibkreide der Insel Rügen (NE-Deutschland) - vorläufige Mitteilung. - Greifswalder Geowiss. Beitr. **3**, S. 29-41, Greifswald
- SCHOLTZ, M. (1886): Beiträge zur Geognosie von Pommern. - Mitt. naturwiss. Ver. Neu-Vorpommern und Rügen in Greifswald **1**, S. 75-99, Berlin
- SCHÜTZE, K. (1988): Petrographische Beschreibung der M1-Grundmoräne auf Jasmund und deren Vergleich mit M1-Profilen auf Arkona (Wittow). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 32 S., Greifswald (unveröff.)
- SLATER, G. (1927): The Structure of the Disturbed Chalk and Diluvium on the East Coast of the isle of Rügen (Jasmund Distrikt), Germany. - Report Brit. Assoc., S. 320-321, London
- STEINICH, G. (1972): Endogene Tektonik in den Unter-Maastricht-Vorkommen auf Jasmund (Rügen). - Geol., Beih. **20**, 71/72, 207 S., Berlin
- STEINICH, G. (1988): Neue Ergebnisse der Quartärgeologie auf Nordrügen. - Exk.führer „Probleme und Ergebnisse der geologischen Grundlagenforschung“, 35. Jahrestagung GGW, S. 25-40, Greifswald
- STEINICH, G. (1992): Die stratigraphische Einordnung der Rügen-Warmzeit. - Z. geol. Wiss. **20**, 1/2, S. 125-154, Berlin
- STRAHL, U. (1988): Über die „Ablationsmoräne“ des M1-Geschiebemergels Jasmunds und Arkonas (Rügen). - Dipl.-Arb. Universität Greifswald, 65 S., Greifswald (unveröff.)
- TGL 25232/ 01-05 (1971): Fachbereichsstandard Geologie: Analyse des Geschiebestandes quartärer Grundmoränen. - Zentrales Geologisches Institut, Berlin
- VAN DER MEER, J. J. M. (1993): Microscopic evidence of subglacial deformation. - Quaternary Science Reviews **12**, S. 553-587, Oxford
- VAN DER MEER, J. J. M., KJÆR, K. H., KRÜGER, J., RABASSA, J. & A. A. KILFEATHER (2009): Under pressure: clastic dykes in glacial settings. - Quaternary Science Reviews **28**, S. 708-720, Amsterdam
- VAN DER WATEREN, D. F. M. (1987): Structural geology and sedimentation of the Dammer Berge push moraine, FRG. - In: VAN DER MEER, J. J. M. (Hrsg.): Tills and glaciotectonics. - S. 157-182, Rotterdam
- VAN DER WATEREN, D. F. M. (2001): Processes of Glaciotectonism. - In: MENZIES, J. (Hrsg.): Modern and Past Glacial Environments. - S. 309-336, Oxford
- VERSE, G., NIEDERMEYER, R.-O., FLEMMING, B. W. & J. STRAHL (1998): Seismostratigraphie, Fazies und Sedimentationsgeschichte des Greifswalder Boddens (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. - Meyniana **50**, S. 213-226, Kiel
- VERSE, G. (2001): Sedimentation und paläogeographische Entwicklung des Greifswalder Boddens und des Seegebietes der Greifswalder Oie (südliche Ostsee) seit dem Weichsel-Spätglazial. - Diss. Universität Greifswald, 135 S., Greifswald (unveröff.)
- WAHNSCHAFFE, F. (1882): Über einige glaciale Druckercheinungen im norddeutschen Diluvium. - Z. deutsch. geol. Ges. **34**, S. 562-601, Berlin
- WENINGER, B., JÖRIS, O. & U. DANZEGLOCKE (2009): CalPal-2007. Cologne Radiocarbon Calibration & Palaeoclimate Research Package. <http://www.calpal.de/>, accessed 2009-11-25

#### **Anschrift der Autoren:**

Dipl.-Geogr. Michael Kenzler  
 Institut für Geographie und Geologie  
 Ernst-Moritz-Arndt-Universität Greifswald  
 Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a  
 17487 Greifswald  
 edekenzler@web.de

Dr. Karsten Obst  
 Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie  
 Mecklenburg-Vorpommern  
 Goldberger Str. 12  
 18273 Güstrow  
 karsten.obst@lung.mv-regierung.de

PD Dr. Heiko Hüneke  
 Institut für Geographie und Geologie  
 Universität Greifswald  
 Friedrich-Ludwig-Jahn-Straße 17a  
 17487 Greifswald  
 hueneke@uni-greifswald.de

Dipl.-Geol. Karsten Schütze  
 Landesamt für Umwelt, Naturschutz und Geologie  
 Mecklenburg-Vorpommern  
 Goldberger Str. 12  
 18273 Güstrow  
 karsten.schuetze@lung.mv-regierung.de

Brandenburg. geowiss. Beitr.	Cottbus	17 (2010), 1/2	S. 123-126	3 Abb., 6 Lit.
------------------------------	---------	----------------	------------	----------------

## Aktive Vulkane auf Island – eine ständige Bedrohung! Vom jüngsten Ausbruch am Eyjafjallajökull auf Süd-Island

Active volcanos on Iceland – a permanent risk!

The youngest eruption at Eyjafjöll on southern Iceland

MANFRED KRAUSS

Die vulkanische Eruption am Eyjafjallajökull in der Nacht vom 20. zum 21. März 2010 war keine Überraschung. Schon in den letzten Wochen davor, beginnend Ende Dezember 2009, hatten zunehmend schwache Erdbeben ( $M < 2.0$ ) auf Magmenbewegungen im Untergrund östlich des Eyjafjallajökull-Hauptkraters in 7-10 km Tiefe hingewiesen. Weiterhin wurden durch GPS-Navigation oberflächennahe Krustenverschiebungen von bis zu 1 cm pro Tag erfasst, die eine rapide Krustendehnung durch Magmenaufstieg darstellten (DWORSCHAK 2010). Eine vulkanische Erup-

tion war demnach zu erwarten! – Überraschend war jedoch die Ausbruchsstelle, die östlich des bisherigen, gletscherbedeckten Kraterbereichs des Eyjafjallajökulls im Gebiet des Fimmvörðuháls(-Sattels) lag (Abb. 1). In dieser Region verläuft ein beliebter Wanderweg von Skógar (Skógafoss, 48 m hoher Wasserfall an der Ringstraße) in die Þorsmörk zum Campingplatz Básar (ca. 6-8 stündige Tour). Hier, im eisfreien Passbereich in ca. 1100 m Höhe, öffnete sich am 20.03.2010 um ca. 23 Uhr eine ungefähr 500 m lange, SW-NO verlaufende Spalte, aus welcher eine schwarze Wolke

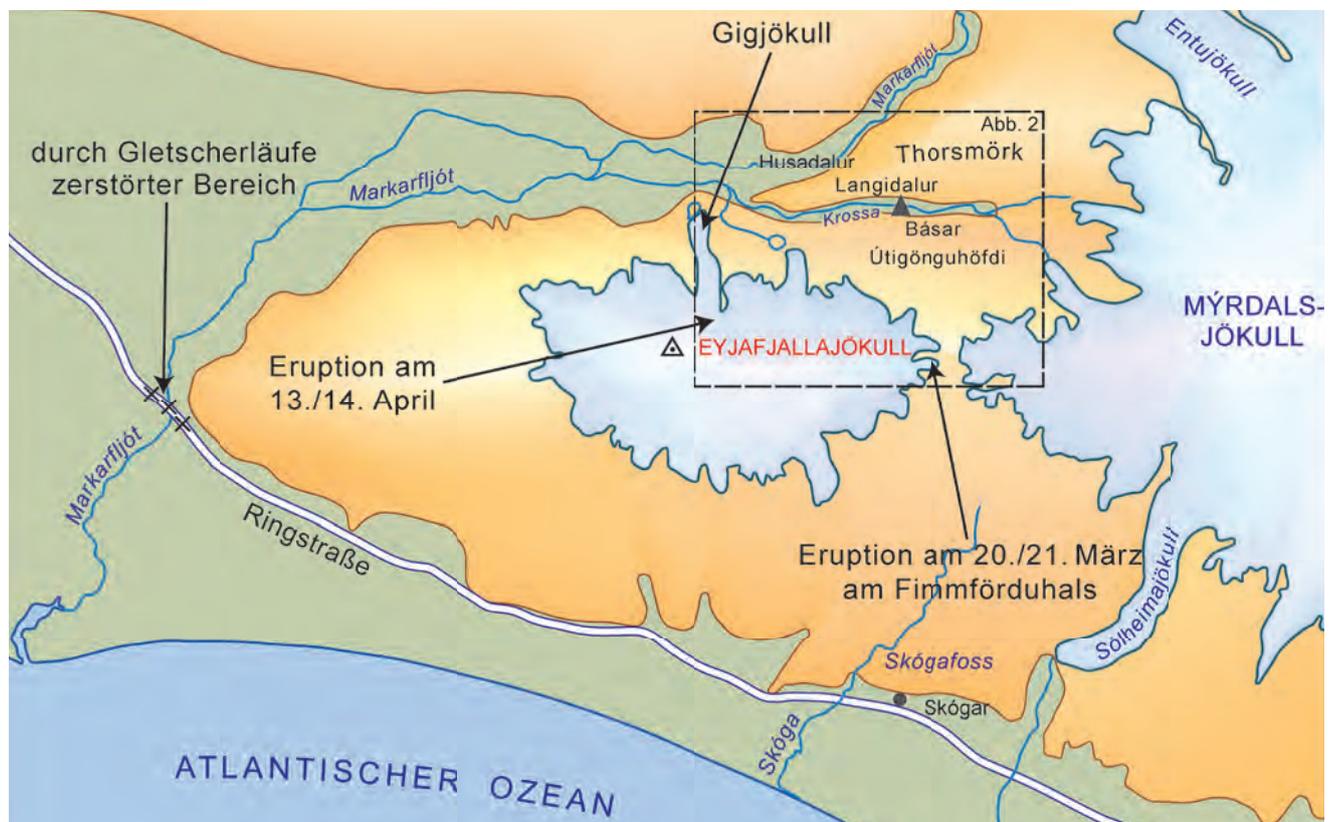


Abb. 1: Das Gebiet Eyjafjallajökull - Mýrdalsjökull - Þorsmörk mit den Eruptionszentren und durch Gletscherläufe zerstörten Bereichen des Frühjahrs 2010

Fig. 1: The Eyjafjallajökull - Mýrdalsjökull - Þorsmörk area with centres of volcanic eruptions and regions destroyed by glacial floods in spring 2010

aus basaltischer Asche bis in 4 km Höhe eruptierte und Lava nordwärts in die Hrunagil-Schlucht über einem 200 m hohen Lava-Fall abfloss. Nach der ersten Eruptionsphase konzentrierte sich der Lavaausfluss auf 6-8 Kraterkegel im Verlauf der Spalte. Am 26.03.2010 ergoss sich ein zweiter Lavastrom in die weiter westlich gelegene Hvannárgil-Schlucht. Die Lava hatte am 29.03.2010 relativ zäh fließend (ca. 1100 °C) über eine Länge von 2 km fast den Talgrund der Krossa (Þorsmörk) erreicht. Bis dahin waren bei einer Austrittsgeschwindigkeit von 20-30 m<sup>3</sup> Lava pro Sekunde, einschließlich der ausgeschleuderten Tuffe, ca. 20 Mio. m<sup>3</sup> Basalt-Material ausgetreten. Die Lava bedeckte damit eine Fläche von 2-3 km<sup>2</sup> (Abb. 2). – Im Verlauf des 21. März hatte sich die Spalte nordostwärts auf ca. 800 m verlängert, die Eruptionswolke wurde zunehmend weißer und reichte bis in 8 km Höhe. Damit war deutlich, dass immer mehr Schmelzwasser in die Eruption einbezogen wurde. Es bestand die Gefahr, dass sich durch den zunehmenden Gasdruck die

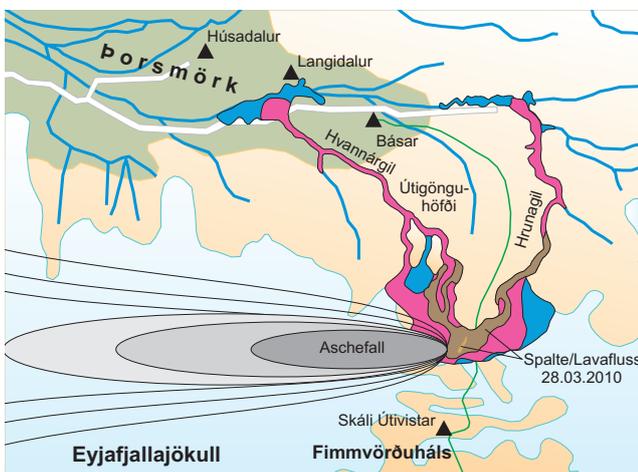


Abb. 2: Karte zur Fimmvörðuháls-Eruption mit möglicher Lava-Verteilung in die Þorsmörk (verändert nach [www.mbl.is/mm/frettir/eldgos\\_2010](http://www.mbl.is/mm/frettir/eldgos_2010), Morgunbladid online)  
 Rot = große Wahrscheinlichkeit der Bedeckung durch abfließende Lava;  
 Blau = geringe Wahrscheinlichkeit;  
 Grüne Linie = Wanderweg Skógafoss - Þorsmörk (Campingplatz Bássar),  
 Grau = Aschefall auf dem Gletscher;  
 Dunkle Dreiecke = Wanderhütten;  
 braun = Spalte und Lavafluss am 28.03.2010

Fig. 2: Map of Fimmvörðuháls eruption and probably distribution of lava into Þorsmörk (modified after [www.mbl.is/mm/frettir/eldgos\\_2010](http://www.mbl.is/mm/frettir/eldgos_2010), Morgunbladid online)  
 red = high probability of covering by run-off of lava; blue = low probability;  
 green line = food path Skógafoss- Þorsmörk (camping side Bássar);  
 grey = ash fall at the glacier;  
 dark triangles = cabins for hikers;  
 brown = rift and lava flow on march 28 2010

Eruption verstärken und unter den östlich angrenzenden Mýrdalsjökull bis hin zum gleichermaßen hochaktiven Vulkan Katla ausweiten könnte. Damit wäre auch mit einem Gletscherlauf, d. h. einen Schmelzwasser-Ausbruch unter den Mýrdalsjökull hervor, zu rechnen. Dieses passierte jedoch nicht. Die Dampf-Tuff-Eruption beruhigte sich bald. Der Lava-Ausstoß verlief dagegen mit kleineren Fontänen konstant (20-30 m<sup>3</sup> pro Sekunde) und Touristen-freundlich in die Canyons nach Norden in die Þorsmörk bis in den Talgrund (s. Abb. 2). Nach zwei Wochen hatte sich die Eruption auf zwei Krater konzentriert, die unterdessen eine Höhe von ca. 65 m erreicht hatten. Von der Ringstraße bei Skógar war per Geländewagen eine Auffahrt möglich, was natürlich durch den Katastrophen-Tourismus sofort kommerziell und z. T. disziplinos genutzt wurde. Glücklicherweise verlief die Eruption sehr ruhig, so dass keine Unfälle passierten (vergleiche auch WILLIAMS & MONTAIGNE 2001). Die Eruption am Fimmvörðuháls war am 12.04.2010 vorerst zur Ruhe gekommen.

Zwei Tage später, in der Nacht vom 13. zum 14.04.2010, nahm im Gipfelbereich des Eyjafjallajökulls die Beben-tätigkeit zu und am frühen Morgen begann eine zweite Eruption am Nordrand des Kraters, dieses Mal jedoch unter dem Gletscher. Sowohl eine Wasserdampf-Tuff („Asche“-)Wolke von bis zu 10 km Höhe, als auch ein Gletscherlauf mit Schmelzwasser nach Norden in die Þorsmörk (Fluss Markarfljót) und nach Süden (Gehöft Thorvaldseyri) waren die Folge. Die Eruption war deutlich stärker, als jene am Fimmvörðuháls drei Wochen zuvor; wieder wurde die Bevölkerung evakuiert. Der Gletscherlauf nach Norden in den Fluss Markarfljót erfolgte vor allem im Bereich des Talgletschers Gigjökull (Abb. 3), der dadurch völlig zerlegt worden ist. Mehrere Flutwellen von bis zu 1 m Höhe führten östlich der neuen Brücke über den Markarfljót zur Zerstörung der Ringstraße auf ca. 400 m Länge (vgl. Abb. 1).



Abb. 3: Þorsmörk mit Gigjökull als Talgletscher des Eyjafjallajökull (Foto: Krauß)

Fig. 3: Þorsmörk with Gigjökull, the valley glacier of the Eyjafjallajökull ice field (photo: Krauß)

Trotz schlechter Sicht konnte am 15.04.2010 beim Überfliegen ein vom Eis geschmolzener Bereich im Gipfelgletscher mit einer über 500 m langen NE-SW-Spalte gesichtet werden, aus welcher die Eruption erfolgte. Radaraufnahmen am 18.04.2010 ließen die Konzentration auf drei Krater erkennen. Da das in der Spalte aufsteigende Magma mit eindringendem Schmelzwasser in Berührung kommt, erfolgt ein explosionsartiges Herausschleudern eines Wasserdampf-Asche-Gemischs bis in mehrere Kilometer Höhe, wo es entsprechend der Windrichtung und -stärke weit verbreitet werden kann (SIGURDSSON 2010). Der Flugverkehr nach Skandinavien und Mitteleuropa musste **mit den bekannten Auswirkungen** gesperrt werden. – Im Bereich unter der Wolke herrscht durch das nicht durchdringende Sonnenlicht und den Aschefall starke Düsternis. Ca. 6-8 Gehöfte entlang der Ringstraße am Eyjafjöll bis östlich Skógar waren evakuiert worden. Das Vieh wurde anfangs noch versorgt, musste aber später in einigen besonders durch Aschefall betroffenen Bereichen ebenfalls die Gehöfte verlassen, da die Wiesen durch den bis zu 15 cm hohen Aschefall dort für 1-2 Jahre für die Gras- und Getreidewirtschaft nicht nutzbar sein werden. Die Asche war sehr feinkörnig und verfestigte sich am Boden zementartig infolge der Durchnässung.

Mit dem Abschmelzen der Gletscherdeckung im Eruptionsbereich erfolgte eine Minderung des Dampfanteils in der Eruptionswolke. Die Aschewolke wurde zunehmend dunkler und die Asche grobkörniger. Damit erfolgte der Übergang in die Lavaphase der Eruption, die gleichermaßen auch zunehmend basaltischer wurde. Ab ca. 24.04.2010 floss Lava aus dem nördlichen Krater in Richtung Gigjökull. Mit ca. 20-40 t pro Sekunde erreichte der Lavafluss am 16.04.2010 eine Länge von ca. 800 m. – Sowohl die Lava der Fimmföruháls-Eruption, als auch der Tuff aus der Eyjafjallajökull-Spalte haben einen mehr intermediären Charakter. Das weist auf eine längere Verweildauer in der Magmenkammer, wodurch im obersten Bereich partielle Differentiation und gravitative Absonderung einsetzte und damit eine relative Zunahme des  $\text{SiO}_2$ -Gehalts erfolgt ist. Dieses ist charakteristisch für isländische Vulkane. Die Differentiation kann bei entsprechender Dauer und Magmenmenge bis zur Rhyolithbildung führen (vgl. Hekla, Askja, Landmannalaugar).

Die ständig gestellte Frage nach der zu erwartenden Zeitdauer der Eruption war natürlich nicht zu beantworten. Die letzte Eruption des Eyjafjallajökulls von 1822 dauerte über ein Jahr. – Es können demnach durchaus erneute Eruptionen an anderer Stelle unter dem Gletschereis ausbrechen! – Isländische Vulkane waren mit wechselhafter Intensität meistens über mehrere Jahre aktiv. Ende April bis Mitte Mai reichten die Eruptionen nur noch bis in 4,5 km Höhe, blieben aber gleichbleibend stabil auf niedrigerem Energieniveau. Allerdings zieht die abnehmende Eruptionsintensität eine zunehmende seismische Unruhe im Berg nach sich. Die Interpretation dieser Vorgänge ist unsicher, sie könnten aber auf eine neue Eruptionsphase hinweisen.

Das bis 1666 m hohe Vulkansystem des Eyjafjallajökull besteht seit ca. 700 000 Jahren (SCHUTZBACH 1985, EINARSON 1994). Die Krater-Caldera hat einen Durchmesser von 3-4 km. Die Eisbedeckung des Eyjafjallajökull umfasst ca. 100 km<sup>2</sup> und ist im Kraterbereich bis ca. 150 m dick. Seit der Wikinger-Besiedlung ab 876 sind hier nur drei Eruptionseignisse bekannt, d. h. die vulkanischen Aktivitäten waren nicht sehr intensiv. Nach 920 und 1612 war zuletzt die Eruption 1822-23 mit fluorhaltiger Asche gut erfasst worden. Sie war nicht sehr ausgeprägt. Kleinere Gletscherläufe in die Þorsmörk und einige Viehverluste waren die Folge.

Der Eyjafjallajökull stellt einen der Zentralvulkane dar, die auf Island im Bereich der NNO-SSW verlaufenden Hauptvulkanzone (Ostrift) bzw. Dehnungszone (1-2 cm/a) das vulkanische Geschehen dominieren. Das Magma dringt aus einer großen tieferen, mantelnahen Magmenkammer an bestimmten Stellen, bedingt durch die permanenten Dehnungsprozesse, über intrakrustale Tochter-Kammern immer wieder nach oben und bleibt entweder in der oberen Kruste stecken (Intrusion) oder bricht an der Oberfläche vulkanisch aus (Extrusion, Effusion). Hier, im südlichsten Teil der Hauptvulkanzone, wird in 20-30 km Tiefe eine riesige Magmenkammer vermutet, die die Vulkansysteme sowohl unter dem Mýrdalsjökull mit dem Hauptvulkan Katla (bis 1450 m hoch, zuletzt 1918 aktiv), unter den Westmännerinseln mit Surtsey (1963) und Heimaey (zuletzt 1973 aktiv), als auch eben den Eyjafjallajökull-Vulkan „versorgt“. Dadurch kann es nach einer Anfangseruption zur Ausdehnung bzw. Anregung des Eruptionsgeschehens in einem benachbarten Vulkanbereich kommen. Das gilt vor allem für den Katla-Vulkankomplex unter dem Mýrdalsjökull (Kötlugja). In den letzten 2-3 Jahren hatte man auf Grund ständiger kleinerer Erdbeben im Westteil des Katla-Systems dort mit vulkanischen Eruptionen und einem Gletscherlauf in die Þorsmörk (Entujökull) oder nach Süden in Richtung Ringstraße (Sólheimajökull) gerechnet. Aber unter dem Mýrdalsjökull rumort es vorerst nur intrusiv im Untergrund. Unter dem Eis befindet sich eine ca. 100 km<sup>2</sup> große Caldera; die Eismächtigkeit beträgt hier bis zu 700 m. Es sollte eine Frage der nächsten Zeit sein, dass hier stärkere vulkanische Aktivitäten einsetzen. Möglicherweise sind die Eyjafjallajökull-Aktivitäten ein diesbezügliches Vorzeichen.

Es soll noch auf den letzten Vulkanausbruch der Katla am 12.10.1918 verwiesen werden (SCHUTZBACH 1985, 2005). Dieser dauerte zwar nur 10 Tage an, führte aber durch die Hitze front und Eruption zum Aufschmelzen großer Teile des Gletschereises von unten her und dann zu einem plötzlichen Ausbruch der gewaltigen subglazialen Schmelzwasserglocke als Gletscherlauf mit einer anfangs bis 70 m hohen Flutwelle (!) mit bis zu 200 000 m<sup>3</sup>/s Wasser über den Mýrdalssandur. Das mitgeführte vulkanische Material (Tuff) mit einem Volumen von ca. 0,7 km<sup>3</sup> verschob dort die Küstenlinie um ca. 500 m meerwärts.

Die statistische Auswertung des vulkanischen Geschehens seit der Besiedlung durch die Wikinger im 10. Jh. weist auf einen Abstand der Eruptionen von ca. 50-60 Jahren hin. Das Katla-System wäre damit „überreif“ für eine neue Eruption! – Die Isländer sind gewarnt und nach den Erfahrungen des Grímsvötn-Gletscherlaufs vom November 1997 unter dem Vatnajökull hervor über den Skeiðarársandur mit teilweiser Zerstörung der Ringstraße, auf die möglichen katastrophalen Auswirkungen einer Eruption vorbereitet.

Die Eyjafjallajökull-Eruption kam am 27.05.2010 mit dem Abklingen der Asche-Eruptionen und des Lava-Ausflusses zu einem ersten vorläufigen Ende. Am 07.06.2010 erfolgte die bisher letzte kurzzeitige Asche-Eruption. Da Eruptionspausen von bis zu drei Monaten normal sind und da auch das seismische Rumoren im Untergrund noch anhält, ist noch keine Entwarnung gegeben (vgl. [www.icelandreview.com](http://www.icelandreview.com) vom 07.07.2010).

Die spektakulären GPS-Daten der Oberflächenbewegungen vor und während der Eruption (DWORSCHAK 2010) führten zu wichtigen Erkenntnissen zum Ablauf von an einen ozeanischen Rift gebundenen Eruptionen, die in einem verzweigten Aufstiegssystem stattfinden und letztlich zu einer sheeted dyke-Kruste führen. Dieses ist auch im Jökulsá-Nationalpark (Nord-Island) oberflächlich sichtbar. Diese Erkenntnisse sind u. a. sehr wichtig für das IDDP-Projekt (Icelandic Deep Drilling Project 2007-2009), wo die Bohrung Krafla 1 (Nord-Island) im Bereich des Leirhnjúkur-Spaltensystems (Krafla-Caldera) in eine Magma-gefüllte Apophyse eindrang, was zum Abbruch der Bohrung führte (mehr unter [www.iddp.is](http://www.iddp.is)).

Seit Oktober 2010 gilt die Vulkantätigkeit als beendet und das Gebiet ist für Touristen wieder zugänglich.

## Zusammenfassung

Die beiden, im globalen Rahmen zwar unbedeutenden Eruptionen im Eyjafjöll-Gebiet von Südisland haben zu bedeutenden Erkenntnissen im Eruptionsablauf in einem ozeanischen Riftbereich und zu wichtigen Maßnahmen für die globale Luftsicherheit geführt. Im Beitrag wird über den Ablauf der Eruptionen und erste Erkenntnisse bzw. Schlussfolgerungen berichtet.

## Summary

Despite of its global insignificance both eruptions of Eyjafjallajökull at southern Iceland yielded important data of volcanic activities inside oceanic rifts. The violent pyroclastic eruptions and the wide distribution of ash clouds showed the need for new concepts to better the global air traffic security. This paper concentrates on the volcanic sequence and presents first conclusions.

## Literatur:

- DWORSCHAK, M. (2010): Aufstieg zum Feuerberg. - DER SPIEGEL **17**, S. 149-152, Hamburg
- EINARSON, T. (1994): Geologie von Island. Gesteine und Landschaften. - 304 S., Reykjavik (Menning)
- SCHUTZBACH, W. (1985): Island – Feuerinsel am Polarkreis. - 215 S., Bonn (Thümler-Verlag)
- SCHUTZBACH, W. (2005): Katla. Die Geschichte eines isländischen Vulkans. - 202 S., Reykjavik (Lafleur)
- SIGURDSSON, H. (2010): A new show on Earth – The spectacular eruption in Fimmvörðuháls. - Iceland Review **48**, 01, S. 18-39, Reykjavik (s. auch [www.icelandreview.com](http://www.icelandreview.com))
- WILLIAMS, S. & F. MONTAIGNE (2001): Der Feuerberg – Wie ich den Ausbruch des Vulkans Galeras überlebte. - 320 S., München (C. Bertelsmann)

## Anschrift des Autors:

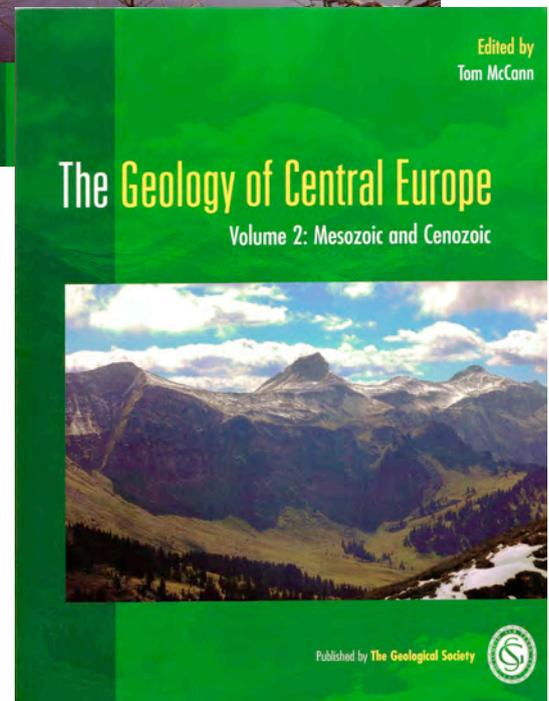
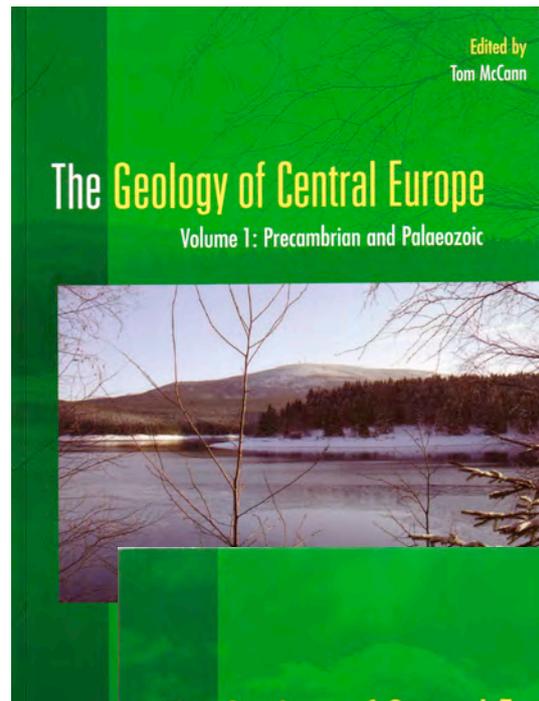
PD Dr. Manfred Krauß  
Ackerbürgerweg 1  
18435 Stralsund  
[krauss\\_hst@web.de](mailto:krauss_hst@web.de)

## Buchbesprechungen

MCCANN, T. (ed.) (2008): **The Geology of Central Europe. Volume I: Precambrian and Palaeozoic, Volume II: Mesozoic and Cenozoic**  
1449 S.  
London - The Geological Society  
ISBN 978-1-86239-246-5  
Preis: 79,99 €

Respekt: die zweibändige **Geology of Central Europe** fasst auf insgesamt 1449 Seiten (!) das Wissen zur Geologie von Mitteleuropa in übersichtlicher Form zusammen. Obwohl an der Erarbeitung dieses regionalgeologischen Werkes mehr als zweihundert Fachleute mitwirkten, haben es der Herausgeber und Verlag verstanden, ein zweibändiges regionales Nachschlagwerk wie aus einem Guss entstehen zu lassen. Die Grundgliederung ist stratigraphisch angelegt. Teil 1 beinhaltet die Entwicklung Mitteleuropas während des Präkambriums und Paläozoikums, Teil 2 die während des Mesozoikums und Känozoikums. Gliederungsprinzip sind die Erdperioden/Systeme, wobei jedoch das Präkambrium zusammenfassend dargestellt wird. Wegen der dynamischen und in sich schlüssigen Darstellung dieses langen Zeitraums einschließlich des Folgekapitels zur cadomischen Tektonik ist das Studium des komprimierten Kapitels dennoch ein großes Vergnügen. Die kontinuierliche erdgeschichtliche Regionaldarstellung, jeweils mit einer allgemeinen Übersicht beginnend und sich dann Spezialregionen widmend, wird durch eingeschaltete und spannende Spezialkapitel angereichert. Diese wenden sich neben einer wissenschaftshistorisch angelegten Einführung des Herausgebers: 1) Introduction and overview, den wesentlichen strukturprägenden Ereignissen: 3) Cadomian tectonics, 7) Caledonian tectonics, 11) Variscan tectonics, 12) Palaeozoic magmatism, 16) Permian to Cretaceous tectonics, 18) Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians, 19) Alpine tectonics north of the Alps, 21) Fossil fuels, ore and industrial minerals zu.

Der Bandbreite dieses Werkes geschuldet, sind nicht alle Kapitel (Perioden) mit der gleichen Intensität beschrieben. So fällt das Devon mit nur 28 Seiten aus dem Rahmen und auch das für das Verständnis der aktuellen geologischen Verhältnisse so wichtige Quartär bleibt nach einigen allgemeinen Einführungen leider regional auf das weitere Gebiet des Rheins konzentriert. Ein einführendes Übersichts-kapitel mit einer Zusammenschau zur Stratifizierung der mitteleuropäischen Schichtenfolgen wäre zwar eine „Mammut“-Aufgabe, aber zugleich auch wesentliche Bereicherung des Werkes. Diese Einschränkungen sollen jedoch eher Anreiz sein, einer erwarteten Nachauflage entsprechende Ergänzungen zuzubilligen. Dabei könnte auch eine qualitative Angleichung der zahlreichen Abbildungen erfolgen, die mitunter den Eindruck einer Nachnutzung von für unterschiedliche Zwecke erstellten Vorlagen machen.



Als außerordentlich positiv wird die erkennbare Absicht des Herausgebers verstanden, den ostmitteleuropäischen Kenntnisstand durch Vor-Ort-Regionalkenner einzubeziehen. Sehr hilfreich ist auch der immerhin 38 Seiten umfassende und sowohl stratigraphische als auch regionale Schlagworte enthaltende Index, der beiden Bänden angehängt ist. Dem doppelbändigen Werk wird die gebührende Aufmerksamkeit der Fachwelt nicht versagt bleiben.

Werner Stackebrandt

---

LINNEMANN, U. & R. L. ROMER (eds.) (2010): **Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia. – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen**

487 Seiten, 1 Karte, 1 DVD

Stuttgart - E. Schweizerbart Science Publishers

ISBN 978-3-510-65259-4

Preis: 84,90 €

Wer bereits den Vorgänger „Das Saxothuringikum – Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen“ von LINNEMANN, U. (Editor, 2004) der Zeitschrift *Geologica Saxonica* 48/49 des zu besprechenden Buches besitzt, musste zwangsläufig auf diese Veröffentlichung gespannt sein. Um es gleich vorweg zu nehmen, wer gedenkt, sich am modernsten Wissensstand zur Geologie von Sachsen und Thüringen zu orientieren, der kommt um das zu besprechende Buch nicht herum.

Im einführenden Teil 1 wird ein Überblick zum Variszischen Orogen und dem Cadomischen Fundament in Mittel- und Westeuropa gegeben, um dann die geotektonischen Einheiten in Sachsen, Thüringen und dem benachbarten Tschechien unter Berücksichtigung geochemischer Besonderheiten zu quantifizieren. Dabei wird Rücksicht auf die Entwicklung des heutigen Kenntnisstandes mit historischen Karten- und Profildarstellungen genommen.

Im Teil 2 werden die autochthonen Einheiten mit ihrem Cadomischen Fundament und ihre begrenzenden Seitenverschiebungs- und Überschiebungszonen vorgestellt. Besonders hilfreich sind dabei Kartenübersichten und exzellente Modelldarstellungen. Übersichtsprofile und paläogeographische Kartenskizzen erleichtern das Verstehen des erdgeschichtlichen Werdeganges dieser Einheiten zwischen Cadomischer und Variszischer Gebirgsbildung. Gespickt mit zahlreichen geochronologischen Datierungen wird der modernste Kenntnisstand fundiert vermittelt. Hervorzuheben ist der Abschnitt zur Biostratigraphie dieses Buchteils. Hier werden von deutschen, global aktiven Spezialisten weitere, mit Literaturhinweisen nachvollziehbare Fakten vermittelt und dabei Wert auf deren Vollständigkeit gelegt. Besonders reizvoll sind die Fotoabbildungen biostratigraphisch bedeutender Fossilien aus dem Kambrium, Ordovizium, Silur, Devon und Unter-Karbon. Die biostratigraphischen Tabellen orientieren sich an der aktuellen internationalen Chronostratigraphie. Die Modellvorstellung der synrogenen Variszischen Sedimentation, deren Strukturinventar und die zeitliche Einordnung der Deformationsphasen rundet Teil 2 ab.

Ein Überblick der erdgeschichtlichen Entwicklung der einzelnen, oberflächlich anstehenden Einheiten der Mitteldeutschen Kristallin-Zone leitet Teil 3 des Buches ein, in dem die allochthonen Variszischen Metamorphitkomplexe von Münchberg, Frankenberg, Wildenfels und Eulengebirge (Góry Sowie in Polen) vorgestellt werden. Der Petrologie und dem Werdegang des Sächsischen Granulitmassivs und des Erzgebirges werden separate Kapitel gewidmet, um im

Anschluss die tektonische Entwicklung der Saxothuringischen Zone in seiner Gesamtheit modellhaft zu vermitteln. Gegenüber dem Vorgänger des Buches werden die neuen Vorstellungen exzellent erklärt. Dabei helfen insbesondere die leicht verständlichen Blockbilder. Teil 3 wird mit einer Übersicht zu den Vorkommen des karbonischen Magmatismus abgeschlossen.

Teil 4 widmet sich der Spät- und Postvariszischen Entwicklung. In separaten Kapiteln wird ein Überblick zur Früh- und Hauptmolasse (hier als Spätmolasse bezeichnet) gegeben. Ausgezeichnete stratigraphische Übersichts- und Profildarstellungen und die biostratigraphischen Fakten zum Karbon und Perm führen den biostratigraphischen Abschnitt von Teil 2 fort. Der einzige Wermutstropfen ist, dass hier auch die geochronologischen Datierungen von Vulkaniten aufgeführt hätten werden können. Eine Übersicht zur Postvariszischen Deformation und hydrothermalen Mineralisation rundet diesen Buchteil ab.

Die Synthese der vorangegangenen Teile erfolgt im Teil 5. Dort werden die Drift der Landmassen, das Werden und Vergehen der Ozeane im globalen Maßstab diskutiert, um dann auf die geotektonische Entwicklung des Saxothuringikums vom Neoproterozoikum bis zum Perm im Speziellen einzugehen. Der Anteil der Literaturreferenzen ist enorm.

Als besonderes Bonbon liegt dem Buch eine vom Känozoikum und Mesozoikum abgedeckte Geologische Karte der ehemaligen Deutschen Demokratischen Republik bei, die den geologischen Erkundungsstand der ehemaligen SDAG WISMUT von 1977 darstellt. Eine CD beinhaltet weiterführendes Material zu den einzelnen Kapiteln.

Dieses Buch ist beispielgebend, wie man nahtlos die von verschiedenen Autoren verfassten Kapitel zu einem Gesamtwerk zusammenführen kann. Es vermittelt den aktuellsten Kenntnisstand und eine moderne Interpretation zahlreicher Fakten südwestlich der Mitteldeutschen Hauptabbrüche. Die Interpretationen der geologischen Prozesse werden anschaulich dargestellt. Zur Geologie von Sachsen und Thüringen ist dieses Buch schon jetzt ein Klassiker in leicht verständlicher englischer Sprache.

Michael Göthel

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continue)	Seite
RONNY POPPSCHÖTZ, SIXTEN BUSSEMER, ALOJZY KOWALKOWSKI & BJÖRN MACHALETT	Das mehrphasige spätpleistozän/ frühholozäne Bodenprofil Dühringsheide-NW im Braunkohlentagebau Jänschwalde (Niederlausitz)	A multi-phase late Pleistocene/ early Holocene palaeosol sequence within the dune complex of Dühringsheide-NW in the opencast pit Jänschwalde (Lower Lusatia)	55-62
OLAF JUSCHUS	Der maximale Vorstoß des weichselzeitlichen Inlandeises am Nordrand des Lausitzer Grenzwalls und des Flämings	The maximum advance of the Weichselian Ice Sheet at the northern margin of Lusatian Wall and Fläming	63-73
WOLFGANG ZWENGER	Der Trebuser Sandstein – ein Massenvorkommen jotnischer Sandsteingeschiebe	Trebus sandstone – a mass occurrence of erratic jotnian sandstone boulders	77-90
KARL-JOCHEN STEIN & JÖRG BOWITZ	Makroskopische und IR-Analysen der Sandsteine am Stolper Turm (Brandenburg)	Macroscopic and IR-analyses of sandstones in the walls of the tower of Stolpe (Brandenburg)	91-102
WERNER STACKEBRANDT	Landschaftsgestaltende Auswirkungen eines Starkregenereignisses in Pinnow, Uckermark	Effects on the landscape caused by a heavy rainfall in Pinnow, Uckermark	103-106
MICHAEL KENZLER, KARSTEN OBST, HEIKO HÜNEKE & KARSTEN SCHÜTZE	Glazitektonische Deformation der kretazischen und pleistozänen Sedimente an der Steilküste von Jasmund nördlich des Königsstuhls (Rügen)	Glaciotectonic deformation of Cretaceous and Pleistocene sediments at the coastal cliff of Jasmund peninsula north of Königsstuhl (Rügen)	107-122
MANFRED KRAUSS	Aktive Vulkane auf Island - eine ständige Bedrohung! Vom jüngsten Ausbruch am Eyjafjöll auf Süd-Island!	Active volcanos on Iceland – a permanent risk! The youngest eruption at Eyjafjöll on southern Iceland	123-126
	<b>Kurzmitteilungen</b>	<b>Short news</b>	
	Geowissenschaftler in Berlin-Brandenburg	Geoscientists of Berlin-Brandenburg	18-21
KLAUS-DIETER JÄGER & JAQUELINE STRAHL	Zwei Jahrzehnte in Verbundenheit zu einer faszinierenden und liebenswerten Wissenschaft – ein Vereinsjubiläum	Two decades connected with a fascinating and benign science – an association jubilee	18
ANKE BEBIOLKA	Die 21. traditionelle 1. Mai-Exkursion 2010 in die West-Prignitz	21. traditional excursion of Association of Geoscientists in Berlin and Brandenburg (GGB e. V.) into Western Prignitz	19-20
HERBERT SCHLEGEL	Die Gesteine im Sockel des Jahn-Denkmal in der Berliner Hasenheide – ein geologisch-sporthistorisches Freilichtmuseum	The pedestal rocks of the Jahn-Monument in Berlin Hasenheide – a geologic-sporthistorical open-air museum	21

	INHALT (Fortsetzung)	CONTENTS (continue)	Seite
ALEXANDER LIMBERG	Die Ingenieurgeologische Karte von Berlin	Engineering-geological map of Berlin	74-76
	<b>Aus dem Landesamt</b>	<b>From the Geological Survey</b>	
DIETMAR BROSE	Software GEBAH Vers. 1.1 am LBGR in Anwendung	Software GEBAH Vers. 1.1 in use at LBGR	54
	<b>Buchbesprechungen</b>	<b>Book reviews</b>	
KLAUS STEINIKE	Steine in deutschen Städten – 18 Entdeckungsrouten in Architektur und Stadtgeschichte	Rocks in German towns – 18 discovery routes in architecture and townhistory	22
GERDA SCHIRRMEISTER	Bausandsteine in Deutschland, Band 1: Grundlagen und Überblick	Building-Sandstones in Germany. Volume 1: Introduction and basic concepts in the classification and problems of the use of sandstones in construction and restoration	38
WERNER STACKEBRANDT	The Geology of Central Europe. Volume I: Precambrian and Palaeozoic, Volume II: Mesozoic and Cenozoic	The Geology of Central Europe. Volume I: Precambrian and Palaeozoic, Volume II: Mesozoic and Cenozoic	127
MICHAEL GÖTHEL	Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia. – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen	Pre-Mesozoic Geology of Saxo-Thuringia. – From the Cadomian Active Margin to the Variscan Orogen	128

# Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge

## Autorenhinweise

Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ widmet sich geologischen und lagerstättenkundlichen Themen von Brandenburg und Berlin sowie dem neuesten Forschungsstand in den geowissenschaftlichen Disziplinen. Die eingereichten Beiträge sollen diesem Profil entsprechen. Es werden Originalarbeiten und wissenschaftliche Informationen veröffentlicht, die noch nicht andernorts publiziert wurden. Die Redaktion behält sich das Recht vor, Manuskripte zur Überarbeitung an die Autoren zurückzusenden. Ihre Manuskripte senden Sie bitte als Papiausdruck und in digitaler Form an das Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg, Redaktion z. Hd. Frau Dr. Jaqueline Strahl Tel.: (0355) 8652022, e-mail: [Jaqueline.Strahl@lbgr.brandenburg.de](mailto:Jaqueline.Strahl@lbgr.brandenburg.de). Weitere Anfragen richten Sie bitte ebenfalls an die obige Adresse.

## Manuskript

Der Umfang des Manuskripts sollte zehn Seiten (A4, 1,5 zeilig) nicht überschreiten. Wissenschaftliche Kurzinformationen sind einschließlich der Abbildungen auf maximal fünf Seiten zu bemessen. Jedem Beitrag ist eine kurze deutsche und englische Zusammenfassung beizufügen. Bitte übersetzen Sie den Titel des Beitrages, die Unterschriften der Abbildungen, Tafeln und Tabellen ebenfalls ins Englische. Die Textdateien sollten unformatiert sein und in Word abgefasst werden (Schrift: Times New Roman 10pt). Absätze bitte mit einer Leerzeile trennen. Bei Einheiten und Maßstäben verwenden Sie bitte das geschützte Leerzeichen. Außerdem wird um ein Originalmanuskript gebeten, in dem alle Sonderzeichen sowie Buchstaben aus anderen Sprachen genau angegeben sind. Word-Dokumente bitte **nicht** mit integrierten Abbildungen liefern, d. h. Text und Abbildungen immer in separaten Dateien abgeben.

## Abbildungen

Wir empfehlen, die Anzahl von bis zu 7 Abbildungen je Beitrag nicht zu überschreiten. Zu beachten ist, dass Abbildungsvorlagen geringfügig größer als die beabsichtigte Druckgröße sein müssen. Bei Fotos ist der Maßstab als verbaler Ausdruck anzugeben (keine Maßstabsleiste). Zur Beschriftung in den Abbildungen verwenden Sie bitte die Schriftsätze „Times New Roman oder Arial“. Jede Abbildung ist separat mit Nummer und Autorennamen zu kennzeichnen (Bleistift) und als einzelne Datei zu liefern. Die Abbildungsunterschriften sind in einer gesonderten Datei beizugeben. Digital hergestellte Zeichnungen und Abbildungen sollten die Formate Adobe Illustrator CS3 (.ai), Corel-Draw X4 (.cdr) oder .eps aus vorgenannten Programmen haben, Fotos hochauflösendes TIFF (.tif) bzw. JPG (.jpg) Format, andere nach Absprache. Das Originalformat und einen Ausdruck bitte immer mitschicken.

## Tabellen

Tabellen bitte mit einem Tabellenprogramm schreiben (Word, Excel) und eine separate, scanfähige Vorlage (Papier, Folie) mitliefern.

## Zitierweise

Im Text:

WUNDERLICH (1974) bzw. (WUNDERLICH 1974) oder

PILGER & STADTLER (1971) sowie NÖLDEKE, SCHWAB et al. (1977)

Im Literaturverzeichnis:

BUBNOFF, S. v. (1953): Über die Småländer „Erднаht“. - Geol. Rdsch. **41**, S. 78-90, Stuttgart

NIESCHE, H. & F. KRÜGER (1998): Das Oder-Hochwasser 1997 - Verlauf, Deichschäden und Deichverteidigung. - Brandenburg. geowiss. Beitr. **5**, 1, S. 15-22, Kleinmachnow

FAUTH, H., HINDEL, R., SIEWERS, U. & J. ZINNER (1985): Geochemischer Atlas Bundesrepublik Deutschland 1 : 200 000. - 79 S., Hannover (Schweizerbart)

KRONBERG, P. (1976): Photogeologie, eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. - 268 S., Stuttgart (Enke)

Autorennamen bitte in KAPITÄLCHEN schreiben, nicht in Großbuchstaben.

**Autorenname(n):** Akademischer Titel, Vorname, Name, und Anschrift der Institution oder gegebenenfalls die Privatanschrift

**Die Zeitschrift „Brandenburgische Geowissenschaftliche Beiträge“ des Landesamtes für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg wird seit 1994 herausgegeben**

**Bisher sind erschienen:**

1994, Heft 1,	128 S.,	51 Abb.,	14 Tab.	<b>Zur Quartärgliederung</b>
1995, Heft 1,	144 S.,	83 Abb.,	15 Tab.	
1995, Heft 2,	96 S.,	37 Abb.,	5 Tab.	<b>Neotektonik in Mitteleuropa</b>
1996, Heft 1,	160 S.,	100 Abb.,	9 Tab.	<b>Geotope</b>
1997, Heft 1,	96 S.,	57 Abb.,	2 Tab.	<b>Ehrenkolloquium für Dr. G. Schwab</b>
1997, Heft 2,	96 S.,	61 Abb.,	14 Tab.	
1998, Heft 1,	84 S.,	74 Abb.,	4 Tab.	<b>Standicherheit Flußdeiche</b>
1998, Heft 2,	84 S.,	35 Abb.,	10 Tab.	
1999, Heft 1,	116 S.,	55 Abb.,	15 Tab.	<b>Geopotentiale</b>
1999, Heft 2,	80 S.,	34 Abb.,	5 Tab.	<b>Lithofazieskartenwerk Quartär (DDR)</b>
2000, Heft 1/2,	196 S.,	121 Abb.,	23 Tab.	<b>Quartär, Inlandeistheorie</b>
2001, Heft 1,	48 S.,	6 Abb.,	8 Kt.	<b>Neogeodynamica Baltica</b>
2002, Heft 1/2,	156 S.,	77 Abb.,	29 Tab.	
2003, Heft 1/2,	202 S.,	157 Abb.,	22 Tab.	<b>Airborne Laserscanning</b>
2004, Heft 1/2,	184 S.,	82 Abb.,	17 Tab.	<b>Geothermie, Stratigraphie des Känozoikums</b>
2005, Heft 1/2,	180 S.,	120 Abb.,	15 Tab.	
2006, Heft 1/2,	176 S.,	118 Abb.,	19 Tab.	<b>Regionalgeologie, ausgewählte Geopotenziale</b>
2007, Heft 1	98 S.,	59 Abb.,	11 Tab.	
2007, Heft 2	112 S.,	83 Abb.,	25 Tab.	<b>Sonderheft: Rohstoffbericht Brandenburg</b>
2008, Heft 1/2	170 S.,	108 Abb.,	27 Tab.	
2009, Heft 1/2	111 S.,	61 Abb.,	9 Tab.	

---

**Geologische Karten zum Land Brandenburg (Auswahl)**

**Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000**

- Geologische Grundkarte (GÜK 300); 15,00 €

- Tiefenlinienkarte der Zechsteinoberfläche (GK 300 Z-OK); 10,00 €

**Bodenübersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 300 000, Bodengeologische Grundkarte (BÜK 300); 13,00 €**

**Karte der oberflächennahen Rohstoffe Steine und Erden des Landes Brandenburg 1 : 300 000 (KOR 300),**  
2. überarb. Aufl.; 20,00 €

**Geologische Übersichtskarte des Landes Brandenburg 1 : 100 000 mit Beiheft (Kreiskarten)**

Landkreis Uckermark; Landkreise Elbe-Elster, Oberspreewald-Lausitz; Landkreis Teltow Fläming; Landkreis Potsdam-Mittelmark, kreisfreie Stadt Potsdam, kreisfreie Stadt Brandenburg a. d. Havel; Landkreis Havelland; Landkreis Spree-Neiße; Landkreis Prignitz (Blatt 1); je 8,00 €

**Geologische Karte von Berlin und Umgebung 1 : 100 000**

- Geologische Grundkarte (GÜK 100); 8,00 €

- Karte ohne Quartär mit Darstellung der Tiefenlage der Quartärbasis (GKoQ); 13,00 €

**Geologische Karte des Landes Brandenburg 1 : 50 000, Blatt L 3752 Frankfurt (Oder) / Słubice; 12,00 €**

**Bodengeologische Karte 1 : 50 000 (BK 50), Blatt L 3744 Potsdam; 10,00 €**

**Hydrogeologische Karte 1 : 50 000 (HYK 50), je Blatt-Nr. 3 Teilkarten:**

· Hydrogeologische Schnitttafel (HYK 50-S)

· Karte der oberflächennahen Hydrogeologie (HYK 50-1)

· Karte des weitgehend bedeckten Grundwasserleiterkomplexes GWLK 2 (HYK 50-2)

- Blatt L 3744 Potsdam liegt gedruckt vor, je Teilkarte 15,00 €

*Alle weiteren Blatt-Nr. werden als Kartenplots, je Teilkarte zu einer Gebühr von 10,00 € herausgegeben.*

**Rohstoffgeologische Karte 1 : 50 000, Karte der oberflächennahen Rohstoffe (KOR 50),**

flächendeckend für das Land Brandenburg, je Kartenplot 15,00 €

**Atlas zur Geologie von Brandenburg 1 : 1 000 000, 4. Aufl.; 25,00 €**

Weitere thematische Karten sowie ältere Unterlagen sind im Archiv des LBGR auf Anfrage verfügbar.

Ein vollständiges Vertriebsverzeichnis können Sie im LBGR anfordern.

---

Zu beziehen über:

Landesamt für Bergbau, Geologie und Rohstoffe Brandenburg,

Vertrieb: Telefon: (0355) 48640-0, Telefax: (0355) 48640-510

E-Mail: lbgr@lbgr.brandenburg.de, Internet: www.lbgr.brandenburg.de

