

Planfeststellungsverfahren zur Stilllegung des Endlagers für radioaktive Abfälle Morsleben

Verfahrensunterlage

Titel: Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose für
das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM)
Langzeitprognose der Auswirkung klimagesteuerter
geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers
Morsleben

Autor: BGR

Erscheinungsjahr: 1999

Unterlagen-Nr.: I 205

Revision: 00

Bundesanstalt für Geowissenschaften

und **Rohstoffe**
UHU AW1131U11C

BGR Bundesanstalt für Geowissenschaften und
B J S S Rohstoffe Hannover Archiv

Hannover

0117869

Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose für das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM)

Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren
des Endlagers Morsleben

Abschlußbericht

1. Autoren: J. Gerardi, WA
Dr. A. F. B. Wildenborg (NITG-TNO)
2. Auftragsnummer: 9M 212 440 11
3. Auftraggeber: Bundesamt für Strahlenschutz, Salzgitter
4. Datum: 29.01.1999
5. Archiv-Nr.: 117869
6. Tgb.-Nr.: 12049/98
7. TK-Nr.: 3732 Helmstedt

Inhaltsverzeichnis	Seite
Verkürzte Zusammenfassung	3
1 Vorgang	4
2 Problem und Aufgabenstellung	4
3 Ergebniszusammenfassung	5
4 Anhang	7

Der Bericht umfaßt einschließlich Anhang 144 Blätter.

Verkürzte Zusammenfassung

Titel: Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben

Autoren: J. Gerardi (BGR) und Dr. A.F.B. Wildenborg (NITG-TNO)

Stichworte: Endlager, geologische Langzeitprognose, geologische Prozesse, radioaktive Abfälle, Morsleben, Szenarien.

Der Bericht stellt die Ergebnisse der auf mathematischen Modellen basierenden Quantifizierung der zukünftigen fluviatilen Erosion und Subrosion unter Einbeziehung des zukünftigen Klimas für den Bereich des ERAM dar. Außerdem wird das zukünftige Klima, die subglaziale Rinnenbildung und die Gletscherexaration diskutiert.

1 Vorgang

Dieser Abschlußbericht wurde im Rahmen des vom Bundesamt für Strahlenschutz (BfS) an die BGR übertragenen Arbeitspakets 9M 212 440 11 „Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose“ in Zusammenarbeit mit dem Rijks Geologische Dienst (RGD) der Niederlande, dem heutigen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen (NITG-TNO) in Haarlem, erstellt. Der vom NITG-TNO erstellte Abschlußbericht wurde von der BGR abgenommen und als Anlage beigefügt. Darin sind auch die Listen der zitierten Literatur und der benutzten Unterlagen enthalten.

2 Problem und Aufgabenstellung

Im Rahmen dieses Arbeitspaketes sollen solche standortspezifischen Szenarien identifiziert, analysiert und bewertet werden, die mögliche Wegsamkeiten für den Eintritt von Lösungen in das Endlager und den Transport kontaminierter Lösungen aus dem Endlager in die Biosphäre beschreiben.

Einen bedeutenden Anteil an den standortspezifischen Szenarien haben die geologisch-geohydraulischen Prozesse. Dabei handelt es sich im Einzelnen um den von der Tagesoberfläche ausgehenden Prozeß der fluviatilen Erosion und den am Salzspiegel ansetzenden Prozeß Subrosion. Beide Prozesse werden vom Klima beeinflusst. Für den Prognosezeitraum von ca. 150.000 Jahren wird eine Prognose des zukünftigen Klimas benötigt.

Nach dem Stand von Wissenschaft und Technik ist für eine verlässliche Quantifizierung des Ausmaßes der zukünftigen Subrosion und der fluviatilen Erosion die Anwendung von computergestützten Modellrechnungen notwendig. Diese Rechnungen werden an den klimatischen, morphologischen und hydrologischen Entwicklungen des Standortes in der Vergangenheit (Quartär) geeicht.

Weitere mächtigkeitsreduzierende, klimagesteuerte Prozesse sind die subglaziale Erosion (Rinnenbildung) und die Gletscherexaration. Diese werden standortbezogen beschrieben und ihr möglicher Einfluß auf die Barrieren des ERA Morsleben abgeschätzt.

3 Ergebniszusammenfassung

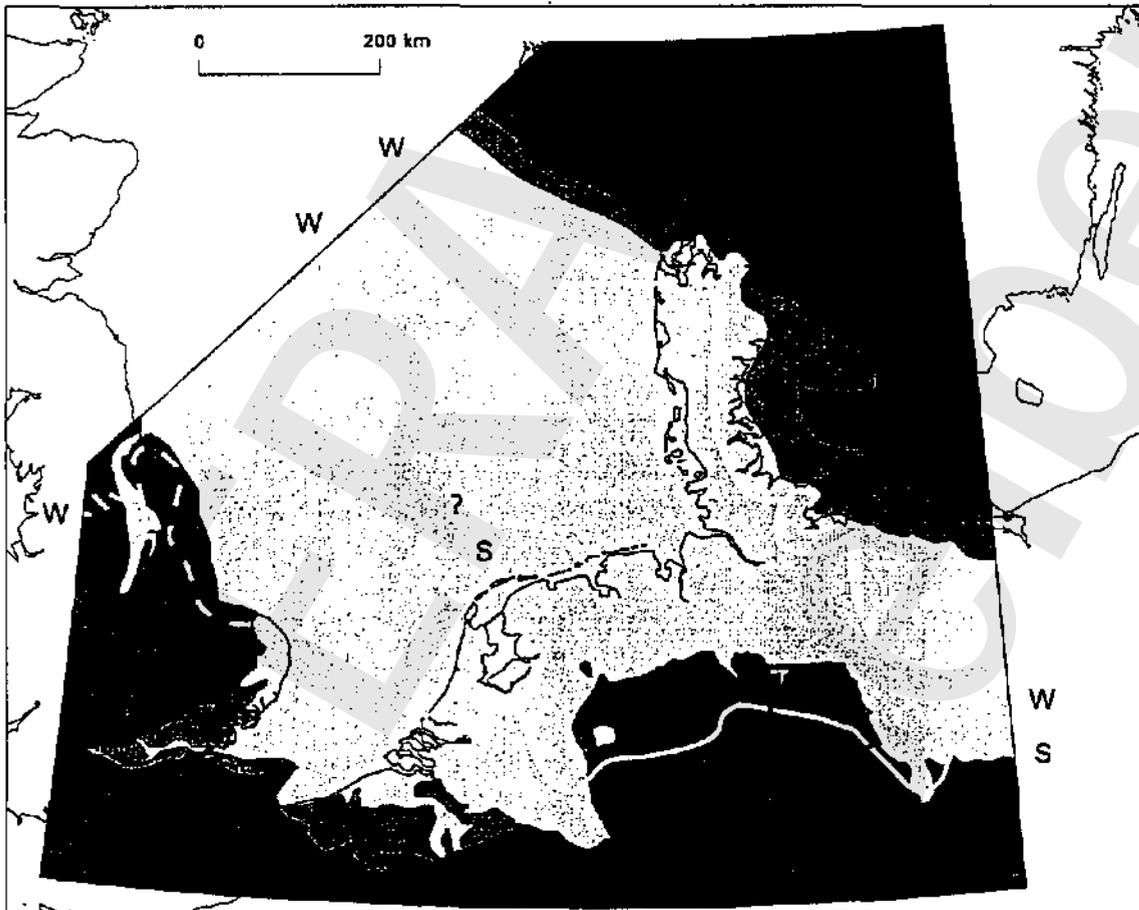
Die Quantifizierungen der klimagesteuerten geologischen Szenarien fluviatile Erosion und Subrosion für das ERAM wurden auf der Basis mathematischer Rechenmodelle, insbesondere numerischer Grundwasserströmungsmodelle erstellt.

Innerhalb des Prognosezeitraums von ca. 150.000 Jahren, wird eine Klimaveränderung mit Ausbildung eines Glazials und nachfolgender Warmzeit erwartet. Bei den Subrosionsrechnungen wird unterstellt, daß diese Klimaveränderung das Ausmaß der Subrosion über die Grundwasserbewegung beeinflusst. In verschiedenen Untersuchungen zeigt sich, daß unter glazialen Bedingungen in Eisrandlagen die Grundwasserströmungsgeschwindigkeiten als Folge eines regionalen Abschlusses von Exfiltrationszonen um mehrere Größenordnungen zunehmen können.

Für standortspezifische Modellrechnungen wird die Entwicklung eines Glazials durch mehrere zeitlich aufeinanderfolgende Klimabilder charakterisiert. Die Rechenergebnisse zeigen, daß unter heutigen Klimabedingungen am Standort nur sehr geringe Subrosion stattfindet. Permafrostbedingungen bewirken im Allertal das höchste Ausmaß an Subrosion.

Durch die Extrapolation der rekonstruierten topographischen Entwicklung ergibt sich eine Prognose der in Zukunft zu erwartenden Erosionsleistung der Aller im Bereich des ERAM. Die heutige Form des Längsprofils der Aller wird hauptsächlich durch fluviatile Erosion als Folge von epirogener Hebung erklärt. Für die fluviatile Erosion sind langfristig eher tektonische als klimatische Prozesse ausschlaggebend. Abhängig vom betrachteten Hebungszenarium können bis zu mehrere Meter des Deckgebirges erodiert werden.

Die subglaziale Erosion und die Gletscherexaration wird in den kommenden 150.000 Jahren nach derzeitigem Kenntnisstand keine Rolle spielen. Insgesamt läßt sich aufgrund der durchgeführten



Regional: Das Subherzyna Becken

Der regionale Maßstab ist wichtig, um Strukturen innerhalb des Beckens, wie z.B. der Harz-Nordrand, der Flechtinger Höhenzug und der Elm in die Berechnungen der Grundwasserströmung mit einzubeziehen. Für die Modellrechnung wurde anhand von Daten der BGR ein räumliches 3D-Modell entwickelt. Die Randbedingungen an der Oberseite des Modells wurden aus den regionalen paläogeographischen und -klimatologischen Daten abgeleitet. Die Randbedingungen für die Seitenflächen des regionalen Modells sind auf die Ausgabe des supraregionalen Mo-

4 Anhang

(Abschlußbericht des NITG-TNO)

ERA
Morseleben

— — — — — _Zusammenfassung

In Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe hat das 'Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO' (vormals Rijks Geologische Dienst (RGD)) das Projekt 'Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben', durchgeführt.

Ziel der Arbeiten des NITG-TNO (vormals RGD) ist die Erstellung einer Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben. Hierbei handelt es sich um eine Quantifizierung der Subrosion sowie der fluviatilen und subglazialen Erosion in den zukünftigen 150.000 Jahren.

Mit Hilfe von Rechenmodellen werden die Prozeßmechanismen eingehend betrachtet und die Auswirkungen *der* Prozesse unter verschiedenen Randbedingungen simuliert. Für die Überprüfung der modellierten Ergebnisse werden unabhängige geologische Daten eingesetzt. Die getesteten Modelle sind für die Prognose zukünftiger Auswirkungen der Prozesse einsetzbar.

Für die nächsten 150.000 Jahre werden die Klimaänderungen als die wichtigsten treibenden Kräfte angesehen. In der Zeitspanne von einigen 10.000 bis mehreren 100.000 Jahren spielt die quasi-zyklische astronomische Ansteuerung des Klimas (Milankovitch-Theorie) eine bedeutende Rolle, wie während der letzten 800.000 Jahre. Der wichtigste Effekt in diesem Zeitraum ist die Entwicklung von Inlandeis während einer Abkühlungsphase.

Im Rahmen dieses Projekts sind die Prozesse Subrosion, fluviatile Erosion und subglaziale Erosion in Detail untersucht worden. Das hydrologische System spielt eine Schlüsselrolle zwischen den großräumigen Klimaänderungen und den lokal eingreifenden Prozessen Subrosion und Erosion.

Natürliche Prozesse sind vielfältig miteinander verknüpft. Diese Verknüpfung soll auch in die Modellierung eingegliedert werden. In dem jetzigen Projekt wird diese Integration schon teilweise vollzogen.

Die Auswirkungen der Prozesse Subrosion und fluviatile Erosion wurden mit Modellrechnungen untersucht. Der Prozeß subglaziale Erosion wurde auf Basis veröffentlichter Literatur bewertet.

Wichtig ist, daß die modellierten Prozesse in den geeigneten räumlichen Dimensionen analysiert werden. Dazu wurden drei räumliche Ebenen unterschieden, nämlich eine supraregionale, eine regionale und eine lokale Ebene.

Die entwickelten Modelle wurden kalibriert und soweit wie möglich anhand von Daten für das heutige Klimabild und die quartäre Vergangenheit überprüft. Die Ergebnisse zur Subrosion und fluviatilen Erosion, einschließlich der Literatur-

befunde zur subglazialen Erosion wurden daraufhin auf eine Klimaprognose für die nächsten 150.000 Jahre projiziert.

Klimamodelle sprechen dafür, daß in den kommenden 100.000 bis 150.000 Jahren eine Eisausbreitung auf der Nordhalbkugel stattfinden wird. Die heutige Warmzeit wird sich, im Vergleich mit vorhergehenden Warmzeiten, über einen langen Zeitraum fortsetzen. Wichtige Abkühlungsphasen mit Ausdehnung des Eises werden in etwa 25.000 Jahren nach heute und 60.000 Jahren nach heute erwartet, das erste glaziale Maximum erfolgt entsprechend den Modellergebnissen in 100.000 Jahren nach heute. Eine wichtige Periode der Erwärmung findet konform der Simulation in 75.000 Jahren nach heute statt und eine Deglaziation in 120.000 Jahren nach heute. Danach beginnt ein neuer Zyklus mit einer Eisausbreitung mit einem Maximum in ungefähr 150.000 Jahren nach heute.

Menschliche Aktivitäten beeinflussen die Konzentration der Treibhausgase in der Atmosphäre und werden vermutlich zu einer weltweiten Temperaturerhöhung führen, wodurch Gletscher und Eiskappen weiter zurückgedrängt werden. Eine Situation, wobei die gesamte Nordhalbkugel frei von Eiskappen sein wird, wäre möglich. Für Nordwesteuropa wird eine Zunahme von Niederschlägen erwartet. Modellrechnungen weisen daraufhin, daß die anthropogene Forcierung bis in 40.000 -100.000 Jahren nach heute bemerkbar sein wird.

Die Lösung von Steinsalz ist am stärksten unter Bedingungen mit kontinuierlichem Permafrost. Das hohe Ausmaß der Subrosion hängt in diesem Fall mit dem Auftreten von Infiltration im Allertal zusammen. In den meisten anderen Situationen ist das Allertal ein exfiltrierendes System. In den kommenden 150.000 Jahren wird in der extremsten Situation (Permafrost) eine Steinsalzschiefer mit einer Mächtigkeit von ca. zwei Metern aufgelöst werden.

Der Prozeß der fluviatilen Erosion wird überwiegend von tektonischen Prozessen und nur in geringerem Umfang von klimatologischen Prozessen kontrolliert. Abhängig vom gewählten tektonischen Szenarium für den Nordrand der deutschen Mittelgebirge, können in einen Zeitraum von 150.000 Jahren 3 bis 11 m des Deckgebirges im Standortbereich erodiert werden.

Der Prozeß der subglazialen Erosion ist schwierig zu quantifizieren. Es ist zu unterstellen, daß das Lockergestein vollständig weggeräumt werden kann. Subglaziale Erosion wird aber in den kommenden 90.000 Jahren keine Rolle spielen, da Inlandeismassen gemäß derzeitiger Modelle nicht den Standort erreichen werden.

Aufgrund der erwarteten zukünftigen Klimaveränderungen sind drei aufeinanderfolgenden Zeitabschnitte unterschieden worden. Diese umfassen einen kompletten Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus.

Periode I (0 bis 50.000 Jahre nach heute)

Unter gemäßigten Klimabedingungen variiert die Subrosionsgeschwindigkeit zwischen 0,04 und 2,4 u,m/a (stationäre Bedingungen). Während Zeiten mit dis-

kontinuierlichem Permafrost nimmt die Subrosionsgeschwindigkeit etwas zu. Diese wird wahrscheinlich nicht mehr als 3 $\mu\text{m}/\text{a}$ betragen. In den kommenden 50.000 Jahren führt dies zur Auflösung einer Salzschrift mit einer Mächtigkeit von maximal 15 cm.

Die Geschwindigkeit der fluviatilen Erosion kann bis auf 0,09 mm/a ansteigen. Dies bedeutet, daß in einer Periode von 50.000 Jahren nicht mehr als 5 m des Deckgebirges abgetragen wird.

Der anthropogen verstärkte Ausstoß von Treibhausgasen führt entsprechend den Modellvorhersagen zu einer Erhöhung der Niederschläge in den höheren Breitengraden. Dies könnte zu einer (zeitlich begrenzten) Erhöhung der Subrosionsgeschwindigkeit und des Ausmaßes der fluviatilen Erosion führen.

Periode II (50.000 bis 90.000 Jahre nach heute)

Die zweite Periode ist von einer allgemeinen Verschlechterung des Klimas und langanhaltenden Permafrost-Bedingungen gekennzeichnet. Dies führt im Vergleich mit Periode I zu einer Erhöhung der Subrosionsgeschwindigkeit. Die Geschwindigkeit könnte besonders in Perioden mit kontinuierlichem Permafrost hoch sein. Das Allertal wird dann als ein infiltrierendes System agieren, mit den dazugehörigen erhöhten Subrosionsgeschwindigkeiten. Das Ausmaß der Subrosion wird Werte von 12 $\mu\text{m}/\text{a}$ nicht überschreiten und die daraus resultierende Mächtigkeit der aufgelösten Salzschrift wird nicht mehr als einen halben Meter betragen.

Ausgehend von einer maximalen Erosionsgeschwindigkeit von 0,09 mm/a wird die gesamte fluviatile Erosion in der Umgebung des Standortes Morsleben während Periode II nicht mehr als 4 m betragen. Der anthropogene Einfluß wird in dieser Periode als vernachlässigbar angesehen.

Periode III (90.000 bis 110.000 Jahre nach heute)

Diese Periode von relativ geringer Dauer wird wahrscheinlich kontinuierlichen Permafrost aufweisen, möglicherweise auch diskontinuierlichen Permafrost. Das Ausmaß der Subrosion wird unter diesen Umständen im Vergleich mit den beiden vorausgehenden Perioden wahrscheinlich am stärksten sein. Die Subrosionsgeschwindigkeit wird nach den Erwartungen jedoch den Wert von 12 $\mu\text{m}/\text{a}$ nicht überschreiten. Die Mächtigkeit der aufgelösten Salzschrift wird nicht mehr als 25 cm betragen. Das Ausmaß der fluviatilen Erosion wird vermutlich nicht mehr als 2 m betragen.

Es gibt eine geringe Wahrscheinlichkeit, daß das Untersuchungsgebiet von Inlandeis bedeckt werden wird. Nur dann kann subglaziale Erosion auftreten, die im extremsten Fall zum Wegräumen der nicht konsolidierten quartären und tertiären Sedimente und der Sande aus der Oberkreide führt. Subglaziale Erosion des Festgesteins wird als untergeordnet bedeutsam angesehen. Während einer Vereisung wird die Subrosionsgeschwindigkeit vermutlich niedriger sein als unter Permafrostbedingungen ohne Eisbedeckung.

Inhalt

1 Einleitung.....	1
2 Konzept und Herangehensweise.....	3
2.1 Allgemeines Konzept.....	3
2.2 Praktische Herangehensweise.....	5
3 Klima als treibende Kraft.....	15
3.1 Astronomische Faktoren.....	15
3.2 Anthropogene Faktoren.....	18
3.3 Astronomische Klimasteuerung im Quartär.....	19
3.4 Astronomische Klimasteuerung in der Zukunft.....	20
4 Kennzeichnung des Standortes.....	29
4.1 Allgemeine geologische Situation.....	29
4.2 Paläogeographische und -klimatologische Situation im Quartär.....	33
4.3 Hydrogeologische Situation.....	48
4.4 Geomorphologische Situation.....	74
5 Ausmaß der Subrosion.....	89
5.1 Herangehensweise.....	89
5.2 Beschreibung der Eingabedaten.....	91
5.3 Simulierte lokale Grundwasserströmung und Subrosion.....	100
5.4 Zusammenfassende Bewertung.....	137
6 Ausmaß der fluviatilen Erosion.....	139
6.1 2D-Modellierung.....	139
6.2 Semi-3D-Modellierung.....	158
6.3 Zusammenfassende Bewertung.....	167
7 Ausmaß der subglazialen Erosion.....	171
7.1 Einfluß von Schmelzwasser.....	172
7.2 Direkter Einfluß des Inlandeises.....	180
7.3 Subglaziale Erosion im Standortbereich.....	182
7.4 Zusammenfassende Bewertung.....	183

8 Prognose.....	185
8.1 Mögliche zukünftige Klimaveränderungen.....	185
8.2 Prognose zum Verhalten der geologischen Barrieren.....	189
Literatur.....	193
Anlagen.....	208

Anzahl der Blätter einschließlich der Anlagen : ***

Abbildungsverzeichnis

Abbildung 1.1	Organigramm des Projektes.....	2
Abbildung 2.1	Vereinfachtes Diagramm mit der Verknüpfung zwischen den treibenden Kräften und den Prozessen, die lokal auf die Barrieren einwirken.....	4
Abbildung 2.2	Das supraregionale Modell und die ausstreichenden hydrogeologischen Einheiten mit der Lage des regionalen Modells.....	6
Abbildung 3.1	Langfristige Variationen in den astronomischen Parametern und der resultierenden Insolation.....	17
Abbildung 3.2	Zukünftige Insolation auf 65° NB im Sommer und simuliertes Eisvolumen für die Nordhalbkugel.....	20
Abbildung 3.3	Klimasimulation von 200 ka vor heute bis 200 ka nach heute und SPECMAP-Kurve.....	21
Abbildung 3.4	A. Simulation des zukünftigen gesamten Eisvolumens auf der Nordhalbkugel ab heute bis 200 ka nach heute; B. Simulation der Verbreitung und der Höhe des eurasischen Inlandeises ab heute bis in 200 ka nach heute.....	23
Abbildung 3.5	Simulationen des gesamten Eisvolumens auf der Nordhalbkugel von 200 ka vor heute bis 130 ka nach heute.....	25
Abbildung 4.1	Strukturen im Subherzyne Becken.....	30
Abbildung 4.2	Höhenlinienkarte der Quartärbasis für das Subherzyne Becken.....	33
Abbildung 4.3	Schematisierte Gliederung des jüngeren Mittel-Pleistozäns und Spät-Pleistozäns.....	38
Abbildung 4.4	Schematisierte Gliederung des jüngeren Mittel-Pleistozäns und Spät-Pleistozäns im norddeutschen Tiefland und Subherzyne Becken mit indizierender Klimasequenz.....	40
Abbildung 4.5	Hypothetische paläogeographische Situation zum Klimabild B.....	44
Abbildung 4.6	Teilweise hypothetische Rekonstruktion einer paläogeographischen Situation zum Klimabild C2a.....	46
Abbildung 4.7	Teilweise hypothetische Rekonstruktion einer paläogeographischen Situation zum Klimabild C2b.....	47
Abbildung 4.8	Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C2a.....	54
Abbildung 4.9	Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C2a.....	55
Abbildung 4.10	Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C1.....	57
Abbildung 4.11	Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C1.....	58

Abbildung 4.12 Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C2b.....	59
Abbildung 4.13 Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C2b.....	60
Abbildung 4.14 Skizze der Lage des Allertais und Gefällelinie der Aller.....	75
Abbildung 4.15 Morphogenetisches Konzept für den Oberlauf der Aller.....	80
Abbildung 4.16 Karte mit den Lineationen am Nordrand der deutschen Mittelgebirge und eines Teils der norddeutschen Tiefebene.....	83
Abbildung 4.17 Höhenlinienbild für das Einzugsgebiet des Oberlaufs der Aller.....	85
Abbildung 4.18 Stark vereinfachte Reliefkarte des 3 D-Modellgebietes im Bereich des Standortes ERAM.....	87
Abbildung 4.19 Morphologische Profile quer zum Allertal.....	88
Abbildung 5.1 Permeabilitätsverteilung (in m^2) des repräsentativen 2D- Modells.....	92
Abbildung 5.2 Porositätsverteilung des repräsentativen 2D-Modells.....	93
Abbildung 5.3 Ausschnitt aus dem hydrogeologischen Schnitt R-S.....	95
Abbildung 5.4 Schematisierung des hydrogeologischen Schnittes als Basisgitter.....	96
Abbildung 5.5 Verfeinertes Gitter für die Subrosionsrechnungen.....	97
Abbildung 5.6 A. Zeitliche Veränderung der im Modell vorhandenen Salzmasse; B. Salzfluß über die Modellgrenzen und am Ort der Salzablagerungen.....	101
Abbildung 5.7 Konturen der Massenfraktionsverteilung für Klimabild A.....	103
Abbildung 5.8 Größe und Richtung der Geschwindigkeitsvektoren für Klimabild A.....	104
Abbildung 5.9 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild A.....	105
Abbildung 5.10 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild A.....	105
Abbildung 5.11 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B2.....	107
Abbildung 5.12 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B2.....	108
Abbildung 5.13 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild B2.....	109
Abbildung 5.14 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild B2.....	109
Abbildung 5.15 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C2a nach 5.000 Jahren.....	110
Abbildung 5.16 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C2a nach 5.000 Jahren.....	111
Abbildung 5.17 Durchschnittliche Subrosion ((im/Jahr) für Klimabild C2a.....	112
Abbildung 5.18 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C2a.....	112
Abbildung 5.19 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C.....	114
Abbildung 5.20 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C.....	115

Abbildung 5.21 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild C.....	116
Abbildung 5.22 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C.....	116
Abbildung 5.23 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C2b.....	117
Abbildung 5.24 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C2b.....	118
Abbildung 5.25 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild C2b.....	119
Abbildung 5.26 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C2b.....	119
Abbildung 5.27 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B.....	121
Abbildung 5.28 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B1.....	122
Abbildung 5.29 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild B1.....	123
Abbildung 5.30 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel am Ende von Klimabild B.....	123
Abbildung 5.31 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild A.....	124
Abbildung 5.32 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild A.....	125
Abbildung 5.33 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild A (postglazial).....	126
Abbildung 5.34 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B2 nach 100.000 Jahren.....	127
Abbildung 5.35 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B2 nach 100.000 Jahren.....	128
Abbildung 5.36 Durchschnittliche Subrosion (um/Jahr) für Klimabild B2.....	129
Abbildung 5.37 Subrosion (um/Jahr) am Salzspiegel für Klimabild B2.....	129
Abbildung 5.38 Kumulative durchschnittliche Subrosion.....	130
Abbildung 5.39 Kumulative Subrosion am Salzspiegel.....	131
Abbildung 5.40 Durchschnittliche Subrosion am Salzspiegel (in um/Jahr) für Klimabild A.....	132
Abbildung 5.41 Veränderung der Subrosion am Salzspiegel pro Zeiteinheit (in jam/Jahr ²) für Klimabild A.....	133
Abbildung 5.42 Subrosion als Funktion der Lage über der Salzstruktur für Klimabild A.....	133
Abbildung 5.43 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild A.....	134
Abbildung 5.44 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild A.....	135
Abbildung 5.45 Durchschnittliche Subrosion am Salzspiegel für Klimabild A.....	137
Abbildung 6.1 Längsprofil der Aller (oben) und Längsprofil der Talaue (unten).....	140
Abbildung 6.2 Das Anfangsprofil und theoretisches Profil nach der Hebung ohne den Einfluß fluviatiler Prozesse.....	144
Abbildung 6.3 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 1.....	145
Abbildung 6.4 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 2.....	146

Abbildung 6.5	Ergebnisse der Simulation für Szenarium 3.....	148
Abbildung 6.6	Ergebnisse der Simulation für Szenarium 4.....	149
Abbildung 6.7	Ergebnisse der Simulation für Szenarium 5.....	150
Abbildung 6.8	Angenommene zeitliche Änderungen des Niederschlages in den zusätzlichen Modellrechnungen zur fluviatilen Erosion ...	152
Abbildung 6.9	Simulierte Erosionsgeschwindigkeiten im Szenarium 3b.....	155
Abbildung 6.10	Kumulative Erosionstiefen im Szenarium 3b.....	156
Abbildung 6.11	Simulierte Erosionsgeschwindigkeiten im Szenarium 5b.....	157
Abbildung 6.12	Kumulative Erosionstiefen im Szenarium 5b.....	158
Abbildung 6.13	Muster der räumlich spezifischen Bodenbewegungen in der semi-3D-Modellierung (Szenarium 3c.3).....	160
Abbildung 6.14	Bilder der simulierten Talentwicklung für die heutige Situation in den Szenarien 3c. 1 (A), 3c.2 (B) und 3c.3 (C).....	161
Abbildung 6.15	Bilder der simulierten Talentwicklung zu drei verschiedenen Zeitpunkten in Szenarium 3c.3.....	163
Abbildung 6.16	Vergleich zwischen je einem vereinfachten wirklichen und simulierten Talprofil.....	164
Abbildung 6.17	Höhendifferenz zwischen aktuellen und simulierten Profilen.....	165
Abbildung 6.18	Simulierte Erosionseffekte nach 150 ka im semi-3D-Modell....	166
Abbildung 6.19	Kumulative fluviatile Erosion für verschiedene Szenarien nach 150.000 Jahren in der Umgebung des Standortes.....	169
Abbildung 7.1	Rinnen der Elstereiszeit im Untergrund von Norddeutschland.....	173
Abbildung 7.2	Subglaziale Tunneltäler und Kolkmarken in der Nordostecke des Ontario-Sees.....	177
Abbildung 7.3	Schematische Wiedergabe der möglichen genetischen Analogie zwischen der Entwicklung eines Stauchwalles und dem Entstehen eines Tunneltals.....	181
Abbildung 8.1	Abgeflachte SPECMAP-Kurve mit zugewiesenen Klimabildern und indizierende Klimaprognose für die nächste 150 ka.....	187

Tabellenverzeichnis

Tabelle 4.1	Gliederung des Quartärs in Mitteldeutschland.....	35
Tabelle 4.2	Modellaspekte Subrosion ERAM.....	50
Tabelle 4.3	Charakterisierung der verschiedenen Klimabüder und ihre Dauer.....	50
Tabelle 4.4	Hydraulische Eigenschaften der Einheiten im supraregionalen Grundwassermodell.....	52
Tabelle 4.5	Hydrologische Kennzeichen für die unterschiedlichen Einheiten im supraregionalen Modell.....	53
Tabelle 4.6	Hydrogeologische Einteilung der stratigraphischen Einheiten.....	62
Tabelle 4.7	Geschätzte hydraulische Leitfähigkeiten der hydrogeologischen Einheiten.....	64
Tabelle 4.8	Durchlässigkeitsparameter für das regionale Grundwassermodell.....	64
Tabelle 4.9	Benutzte Randbedingungen im regionalen Modell.....	67
Tabelle 4.10	Durchschnittliche Abflußraten der Stromgebiete der Aller und des Großen Grabens.....	69
Tabelle 4.11	Plackett-Burmann-Schema für die Empfindlichkeitsanalyse.....	70
Tabelle 4.12	Eingegebene Parameter und Responparameter für die Empfindlichkeitsanalyse. In jedem Rechenlauf werden die Werte der 10 Responparameter bestimmt.....	71
Tabelle 4.13	Gradientberechnungen entlang der heutigen Aller.....	76
Tabelle 5.1	Flüsse am linken und rechten Rand des Modells (in m/s, Ausstrom positiv; Einstrom negativ).....	94
Tabelle 5.2	Durchlässigkeit, Permeabilität und effektive Porosität für die Makroelemente im Modell.....	98
Tabelle 6.1	Übersicht der Eingabedaten und Annahmen für die 5 Szenarien.....	143
Tabelle 6.2	Freie Parameter bei der Kalibrierung der 5 verschiedenen Szenarien.....	143
Tabelle 6.3	Übersicht der festgesetzten Eingabedaten, Annahmen und freien Parameter für die Szenarien 3b und 5b.....	154
Tabelle 6.4	Übersicht der Eingabedaten für Schritt 1 in der semi-3D-Modellierung (Szenarium 3c. 1).....	159
Tabelle 6.5	Erosionstiefen in Meter für die Periode zwischen heute und 150.000 (ab heute) für die Szenarien 1 bis 5, 3b und 5b.....	168

Anlagenverzeichnis

- Anlage 1 Post-Zechstein Stratigraphie für die Subherzyne Senke.
- Anlage 2 Der Literatur entnommene Durchlässigkeiten der verschiedenen stratigraphischen Einheiten und geschätzte Durchlässigkeiten für die hydrogeologischen Einheiten.
- Anlage A.1 Basis Unterer Buntsandstein, 1:550.000.
- Anlage A.2 Basis Mittlerer Buntsandstein, 1:550.000.
- Anlage A.3 Basis Röt, 1:550.000.
- Anlage A.4 Basis Rät, 1:550.000.
- Anlage A.5 Basis Jura, 1:550.000.
- Anlage A.6 Basis Unterkreide, 1:550.000.
- Anlage A.7 Basis Oberkreide, 1:550.000.
- Anlage A.8 Basis Tertiär (einschließlich der Walbecker Sande der Oberkreide), 1:550.000.
- Anlage B.1 Modellgitter und Einheiten des regionalen Grundwassermodells. Gelbe Linien sind die Grenze der Strömungsgebiete der Aller und des großen Bruch.
- Anlage B.2: Vertikale Profile durch das Modellgitter des regionalen Grundwassermodells.
- Anlage B.3: Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild A. Infiltration ist negativ und Exfiltration ist positiv.
- Anlage B.4: Vektoren der Grundwassergeschwindigkeit für die höchsten Gitterzellen des regionalen Grundwassermodells.
- Anlage B.5 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B1.
- Anlage B.6 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B1.
- Anlage B.7 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B2.
- Anlage B.8 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B2.
- Anlage B.9 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2a.
- Anlage B.10 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2a.
- Anlage B.11 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C.
- Anlage B.12 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C.
- Anlage B.13 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2b.

Anlage B.14 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für
Klimabild C2b

ERA
Morseleiben

1 Einleitung

Der vorliegende Bericht bildet den Endbericht des Projektes 'Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben', das in Zusammenarbeit mit der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR) durchgeführt ist. Diese Arbeiten wurden im Rahmen des Arbeitspakets 9M 212 440 11 'Szenarienanalyse, Szenarienbewertung und geologische Langzeitprognose' durchgeführt. Die Zusammenarbeit ist in dem Vertrag zwischen der BGR und dem damaligen Rijks Geologische Dienst (RGD) vom 29. Mai 1996 (Vertrag Nummer 2-607163) festgelegt. Die Arbeiten zum Projekt begannen am 1. Mai 1996 an und wurden am 31. Juli 1998 inhaltlich abgeschlossen. Der Rijks Geologische Dienst ging nach einer Umorganisation in dem Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO (NITG-TNO) auf.

Das Endlager für radioaktive Abfälle Morsleben (ERAM) befindet sich in einem ehemaligen Salzbergwerk in der Salzstruktur Allertal. Die Schutzwirkung der geologischen Barriere soll für den Durchgang einer vollständigen Eiszeit, etwa 150.000 Jahre bewertet werden. Bei der relativ geringen Deckgebirgsmächtigkeit und dem teilweise geringen Abstand der Grubenbaue vom Salzspiegel können vor allem Subrosion, subglaziale und fluviatile Erosion in Abhängigkeit von zukünftigen klimatischen Entwicklungen die geologische Barriere einzeln oder zusammenwirkend beeinträchtigen.

Zielsetzung

Der Beitrag des NITG-TNO hat eine auf mathematische Modelle gestützte Langzeitprognose der Auswirkungen klimagesteuerter geologischer Prozesse auf die Barrieren des Endlagers Morsleben zum Ziel. Dabei handelt es sich insbesondere um eine Quantifizierung der Bandbreiten der zukünftigen Subrosion und der fluviatilen Erosion am Standort des ERAM.

Die Eichung aller Rechenmodelle soll, soweit möglich, an dem Ist-Zustand und der quartären Vergangenheit erfolgen.

Die Frage der subglazialen Erosion einschließlich der Gletscherexaration wird ohne Modellrechnungen anhand des derzeitigen Kenntnisstandes vom NITG-TNO behandelt.

Organisatorische Aspekte

Die interne Projektkoordination lag beim 'Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO' (NITG-TNO). Einige Bereiche der Untersuchungen wurden bei externen Forschungsinstituten in Auftrag gegeben. Die Modellstudie zur fluviatilen Erosion wurde an der 'Landbouwniversiteit Wageningen' (LUW) durchgeführt. Das 'Adviesbureau voor milieuonderzoek' (CSO) assistierte bei der Modellstudie zur Subrosion durch die Ausführung einer supra-regionalen Grundwassermodellierung. Allgemeine Ratschläge zur Benutzung des Grundwassermodells METROPOL wurden von der 'Technische Universiteit Delft' (TUD) gegeben. Die 'Rijksuniversiteit Leiden' (RUL) lieferte die Rekonstruktion der regionalen Paläogeographie und Paläoklimatologie. Abbildung 1.1 zeigt die Projektorganisation auf schematische Weise.

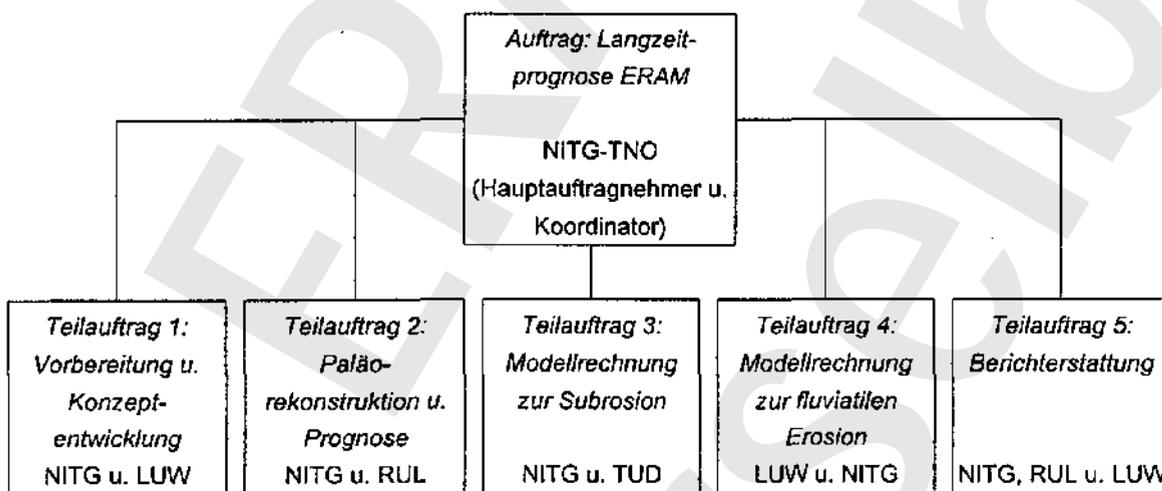


Abbildung 1.1 Organigramm des Projektes.
 (Unterauftragnehmer des NITG: LUW = Landbouwniversiteit Wageningen; TUD = Technische Universiteit Delft; RUL = Rijksuniversiteit Leiden; CSO = Adviesbureau voor milieuonderzoek).

2 Konzept und Herangehensweise

2.1 Allgemeines Konzept

Die geologische Langzeitprognose spielt eine wichtige Rolle bei der Feststellung von natürlichen Szenarien, die möglicherweise zur zukünftigen Freisetzung von Radionukliden aus einem Endlager führen. Die identifizierten Freisetzungsszenarien werden angewendet in der Sicherheitsanalyse, deren Ziel die Quantifizierung des Isolationspotentials der geologischen Barrieren ist.

Geologische Beobachtungen gewähren Einblick in die Auswirkungen natürlicher Prozesse auf die geologischen Barrieren in der Vergangenheit. Die Extrapolation dieser Kenntnisse in die Zukunft gibt einen ersten Anhaltspunkt für mögliche Effekte auf die zukünftige Entwicklung der geologischen Barrieren. Die wissenschaftliche Basis ist jedoch unsicher, weil sich ein beobachteter Trend in der geologischen Vergangenheit nicht unbedingt in der Zukunft fortsetzt.

Mit Hilfe von Rechenmodellen, die dem aktuellen Stand von Wissenschaft und Technik entsprechen, können die Mechanismen eingehend betrachtet und die Auswirkungen der Prozesse unter verschiedenen Randbedingungen simuliert werden. Für die Überprüfung der modellierten Ergebnisse spielen unabhängige geologische Daten eine sehr wichtige Rolle. Die getesteten Modelle werden für die Prognose zukünftiger Auswirkungen der Prozesse eingesetzt. Die Aussagefähigkeit dieser Modelle wird durch die Qualität der zur Verfügung stehenden Daten für die Eingabe, Kalibrierung und Überprüfung bestimmt.

2.1.1 Das Prozeßsystem

Prozesse, die direkt auf die geologischen Barrieren eingreifen können, werden bewertet. Diese Prozesse sind Subrosion, fluviatile Erosion, subglaziale Erosion und Salzbewegung (Abbildung 2.1). Im Rahmen dieses Projekts wurde der Prozeß Salzbewegung aus pragmatischen Gründen im Projekt nicht behandelt, da mittelfristig (etwa 100.000 Jahre) (salz-)tektonische Prozesse nicht dominieren werden. Die klimagesteuerten Prozesse sind am wichtigsten. Bei der Betrachtung von Subrosion und fluviatiler Erosion wird jedoch eine Hebungskomponente mitberücksichtigt.

Das hydrologische System spielt eine Schlüsselrolle zwischen den großräumigen Klimaänderungen und den lokal eingreifenden Prozessen Subrosion und Erosion. Natürliche Prozesse sind vielfältig miteinander verknüpft. Diese Verknüpfung erfolgt im Rahmen des Möglichen auch in der Modellierung. Es ist jedoch noch ein langer Weg zu einer vollständig integrierten Analyse des natürlichen Prozeß-

Systems. Die Eingliederung gibt letztendlich die Möglichkeit, verschiedene diskrete natürliche Szenarien in einem einzelnen Szenarium zu integrieren.

2.1.2 Zeitliche und räumliche Dimensionen

Für die nächsten 150.000 Jahre werden Klimaveränderungen als die wichtigsten treibenden Kräfte des Prozeßsystems angesehen. In der Zeitspanne von einigen 10.000 bis mehreren 100.000 Jahren spielt die quasi-zyklische, astronomische Forcierung des Klimas eine wichtige Rolle, wie es für die Klimaentwicklung während der letzten 800.000 Jahre der Fall gewesen ist. Die wichtigsten Effekte in diesem Zeitraum sind die Entwicklung von Permafrost und Inlandeis während einer Abkühlungsphase. Anthropogene Einflüsse könnten diese Phasen in der Zukunft modifizieren.

Wichtig ist, daß die modellierten Prozesse in den geeigneten räumlichen Dimensionen analysiert werden. Im vorliegenden Projekt werden dazu drei räumliche Ebenen unterschieden, nämlich die supraregionale, regionale und lokale Ebene. Im folgenden Abschnitt wird die Bedeutung der unterschiedlichen Ebenen erläutert.

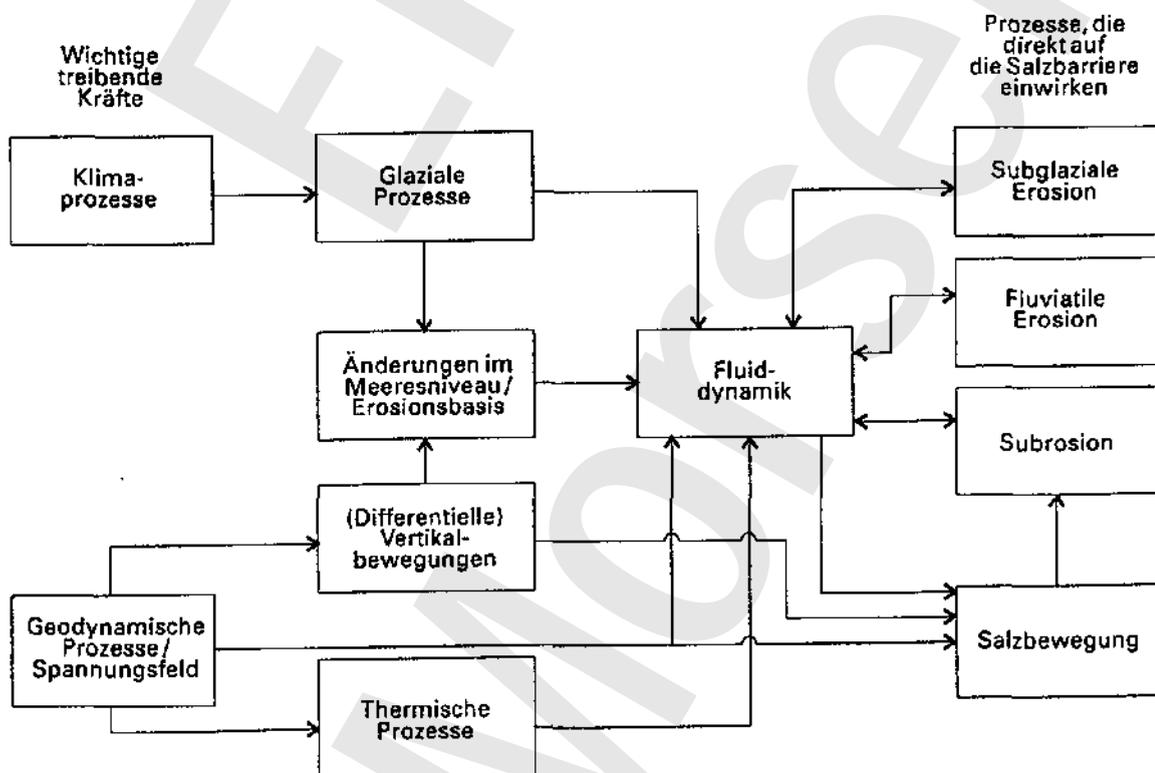


Abbildung 2.1 Vereinfachtes Diagramm mit der Verknüpfung zwischen den treibenden Kräften und den Prozessen, die lokal auf die Barrieren einwirken.

2.2 Praktische Herangehensweise

Jeder Prozeß, der von Bedeutung ist (siehe vorhergehenden Abschnitt), wird auf seine Auswirkungen bezüglich der geologischen Barrieren untersucht.

Die Auswirkungen der Prozesse Subrosion und fluviatile Erosion werden mit Modellrechnungen untersucht. Der Prozeß der subglazialen Erosion einschließlich der Gletscherexaration wird auf Basis veröffentlichter Literatur bewertet.

Die Rechenmodelle für Subrosion und fluviatile Erosion werden an dem Ist-Zustand kalibriert und, soweit möglich, anhand von Daten für den Ist-Zustand und die quartäre Vergangenheit im Rahmen einer Sensitivitätsanalyse geprüft. Die Ergebnisse zur Subrosion, fluviatilen Erosion und subglazialen Erosion werden dann auf eine Klimaprognose für die zukünftigen 150.000 Jahre projiziert.

2.2.1 Räumliche Maßstäbe in den Modellen

Abhängig vom Prozeß, der untersucht wird, findet die Modellierung in 2 oder 3 verschiedenen räumlichen Maßstäben statt. Ausgehend von einem großräumigen, relativ wenig detaillierten Modell der Wirklichkeit wird auf ein kleinräumigeres, detaillierteres Modell fokussiert. Bei dieser abgestuften Herangehensweise liefern die Ergebnisse des großräumigen Modells die Randbedingungen für das darauffolgende kleinräumigere Modell. Im folgenden werden die verschiedenen räumlichen Maßstäbe in Bezug auf die Subrosions- und die Erosionsrechnungen beschrieben.

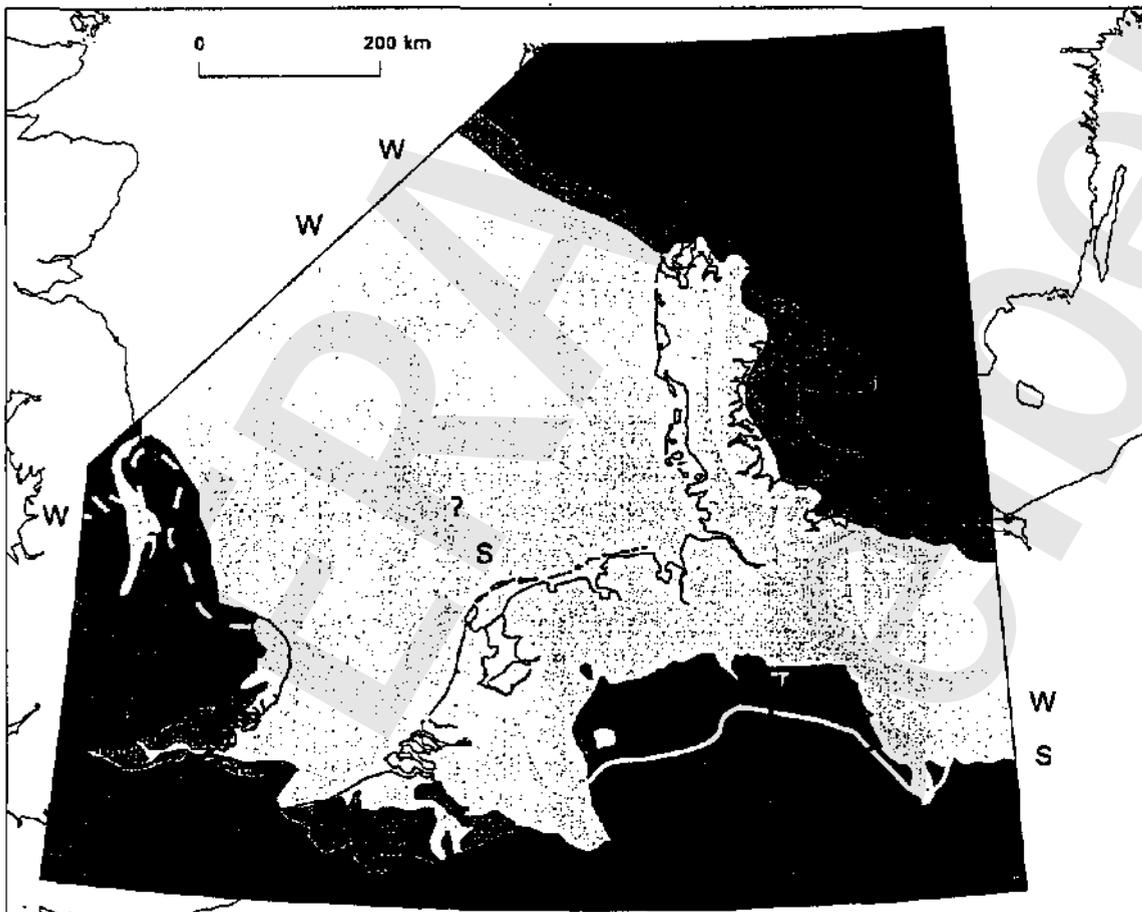
Subrosion

Für die Subrosionsrechnungen werden die Berechnungen für die Grundwasserströmung in drei unterschiedlichen Maßstäben durchgeführt, d.h. für Nordwesteuropa, für das Subherzyne Becken und das Allertal in der Umgebung des ERAM.

Supraregional: N. W. -Europa

Die supraregionalen Berechnungen sind nötig, um die Auswirkungen einer ausgedehnten Inlandeiskappe auf das Grundwassersystem abschätzen zu können. Diese Berechnungen stützen sich in starkem Maß auf die Erfahrungen, die in einem vorhergehenden EU-Projekt erworben wurden (BOULTON & CURLE, 1997; siehe auch Abbildung 2.2). Für dieses Projekt wurden die räumlichen Daten und die Randbedingungen an der Oberseite des Modells an die Gegebenheiten des Subherzynen Beckens angepaßt.

Das supraregionale Modell, das die höchste Stufe in der Modellierung bildet, hat eine geschlossene Unterseite und geschlossene Seitenflächen. Damit kann das Problem der Modellrandbedingungen gelöst werden. Die Oberseite des Modells ist verknüpft mit dem Inlandeismodell, das die Datei für die Grundwasserneubildung liefert.



Regional: Das Subherzyna Becken

Der regionale Maßstab ist wichtig, um Strukturen innerhalb des Beckens, wie z.B. der Harz-Nordrand, der Flechtinger Höhenzug und der Elm in die Berechnungen der Grundwasserströmung mit einzubeziehen. Für die Modellrechnung wurde anhand von Daten der BGR ein räumliches 3D-Modell entwickelt. Die Randbedingungen an der Oberseite des Modells wurden aus den regionalen paläogeographischen und -klimatologischen Daten abgeleitet. Die Randbedingungen für die Seitenflächen des regionalen Modells sind auf die Ausgabe des supraregionalen Mo-

dells zugeschnitten. Die Kalibrierung wurde anhand der heutigen Sommerabflüsse im Allertal und Großen Graben durchgeführt.

Lokal: Das Allertal im Standortbereich

Letztendlich wurde die Auswirkung des lokalen räumlichen Aufbaus auf das Grundwassermodell berechnet und darauffolgend die Subrosionsgeschwindigkeit der Salzstruktur Morsleben unter verschiedenen Bedingungen bestimmt. In die lokalen Berechnungen wurde auch die Dichteströmung mit einbezogen. Räumliche Daten und Randbedingungen für die Oberseite des lokalen Modells wurden von der BGR zur Verfügung gestellt. Die räumlichen Daten betrafen zwei hydrogeologische Profile senkrecht zur Längsrichtung des Allertals in der Umgebung des Standortes Morsleben. Das zweite Profil basiert auf aktuellen Erkenntnissen bezüglich des Aufbaus des Untergrundes im Standortbereich und löst das erste Profil ab, das auf älteren Daten aufbaute. Die Berechnungen mit Hilfe des aktuellen Profils dienen der Verifizierung der vorausgegangenen Berechnungen mit dem ersten Profil.

Fluviale Erosion

Die Modellrechnungen zur fluvialen Erosion wurden in zwei räumlichen Maßstäben ausgeführt, d.h. für den Oberlauf der heutigen Aller bis in das Aller-Urstromtal und für ein 10 km langes Talsegment des Oberlaufes im Bereich des Standortes ERAM.

Regional: Das Allertal

Das zweidimensionale regionale Modell umfaßt ein Längsprofil der Aller, das von der Quelle bis zur Einmündung in die Weser reicht. Dieser Teil des Unterlaufes der Aller liegt in einem Urstromtal, das als Erosionsbasis für den Oberlauf der Aller angesehen wird. Auf regionalem Maßstab wird die Entwicklung des Längsprofils als eine Funktion der Klimaveränderungen und der tektonischen Bewegungen simuliert. Die Kalibrierung erfolgte anhand der heutigen Morphologie des Längsprofils, die von topographischen Karten abgeleitet wurde.

Lokal: Das Allertal im Standortbereich

Das lokale Modell umfaßt ein Gebiet von 5 x 10 km in der Umgebung des Standortes ERAM. In diesem semi-3D-Modell werden auch tektonische Effekte, die senkrecht zum Allertal wirken, mit berücksichtigt. Die Kalibrierung erfolgte anhand des heutigen Volumens des Allertals. Die hierfür benötigte räumliche Information wurde von topographischem Kartenmaterial abgeleitet. Die kalibrierten Ergebnisse aus dem regionalen Modell wurden in das lokale Modell übertragen.

2.2.2 Modellvoraussetzungen

Das Klima wird als die wichtigste treibende Kraft für Veränderungen in einem Zeitraum von circa 150.000 Jahren angesehen. Daneben spielt, wie es aus den Berechnungen hervorgeht, bei der fluviatilen Erosion die Tektonik in Form von Hebung eine bedeutende Rolle. Die möglichen Auswirkungen, die die genannten Prozesse auf den Untergrund haben können, werden von Beobachtungen in der Vergangenheit, besonders bezüglich des Paläoklimas, der Paläogeographie und der Tektonik abgeleitet.

Subrosion

Die eingesetzten Grundwasserströmungsmodelle basieren auf einer Anzahl nicht linearer Differentialgleichungen. Dadurch nimmt die Rechenzeit bei komplexen räumlichen Berechnungen derart zu, daß Einschränkungen bezüglich der Randbedingungen erforderlich werden. Deshalb wurde entschieden, Klimaveränderungen als eine Serie von diskreten Klimazuständen zu definieren. Jeder Zustand wird an ein kennzeichnendes Klima und die dazugehörige Topographie aus dem Quartär gekoppelt. Daraus ergibt sich ein Klimabild.

Das Klimabild für eine Eisbedeckung wird durch das Referenzbild Saale-Eisbedeckung in Mitteleuropa repräsentiert. Für jedes Referenzbild werden paläogeographische Informationen kompiliert, die zu einem großen Teil in Karten wiedergegeben werden. Die zusammengestellten geographischen und klimatologischen Datensätze bilden die Grundlage für die Bestimmung der paläohydrologischen Randbedingungen.

Diese Bedingungen sind einer gewissen Variation unterzogen, die z.B. bestimmt wird durch die Variabilität bzw. die Unsicherheit bezüglich der Grenze des maximalen Eisvorstoßes oder der Schmelzwasserproduktion.

Die Klimabilder ergeben zusammen ein repräsentatives Bild von den Bedingungen während der letzten ca. 400.000 Jahre. Für jedes Klimabild wird mit Hilfe einer abgestuften Herangehensweise die erwartete Subrosionsgeschwindigkeit für den stationären Zustand berechnet.

In der Subrosionsmodellierung ist Salzbewegung implizit anwesend. Im Modell ändert sich die Tiefe des Salzspiegels während der Salzlösung nicht. Das bedeutet, daß im Modell Subrosion und Salznachschub im Gleichgewicht stehen.

Fluviatile Erosion

Das Modell für die fluviatile Erosion ist auf geomathematischen Prinzipien aufgebaut und läßt im Gegensatz zum Subrosionsmodell zu, ein sich kontinuierlich veränderndes Klima in das System einzubauen. Das betrachtete Zeitintervall umfaßt bis zu 1000 ka in der Vergangenheit und bis zu 150 ka in der Zukunft. In erster Linie wurde für das Klima mit einer einfachen, stark schematisierten Zeitserie gerechnet. In einer späteren Phase wurde mit einer detaillierteren und repräsentativeren Veränderung des Klimas gerechnet. Nach der Kalibrierung der Modellergebnisse mit der heutigen Talmorphologie wurde die Berechnung für verschiedene Perioden in der Zukunft fortgesetzt.

Für die tektonische Bewegung des Untergrundes wurden aufgrund von geomorphologischen Beobachtungen und Erfahrungswerten bezüglich der Hebungsgeschwindigkeiten der deutschen Mittelgebirge relativ einfache Modellannahmen getroffen. Die tektonischen Bewegungen wurden linear in die Zukunft extrapoliert.

2.2.3 Rechnerprogramme

Subrosion

AQ-FEM

Für das supraregionale Modell wird das vertikal integrierte numerische Grundwasserströmungsmodell AQ-FEM, das beim Rijksinstituut voor Volksgezondheid en Milieuhygiene (RIVM) entwickelt wurde (siehe BOULTON & CURLE, 1997; VAN WEERT & LEIJNSE, 1996; VAN WEERT et al., 1997), eingesetzt. Ein vertikal integriertes Strömungsmodell ergibt sich aus der Integration über der Vertikalen einer 3-dimensionalen Strömungsgleichung. Auf diese Weise erhält man ein pseudo 3-dimensionales Modell, in dem die Strömung durch Aquifere und Aquitarde gesondert behandelt wird.

Hierzu müssen folgende Annahmen getroffen werden:

- die Standrohrspiegelhöhe in einem Aquifer ist unabhängig von der Tiefe (Dupuit-Annahme);
- Wasserzufuhr oder Wasseraustritt an der Basis und der Oberseite eines Aquifers ist vertikal gerichtet;
- in Aquitarden ist die Strömung ausschließlich vertikal gerichtet;
- die Speicherung in Aquitarden ist zu vernachlässigen ($S = 0$).

Für die mathematischen Formulierungen wird auf VAN WEERT & LEIJNSE (1996) verwiesen.

Zur Berechnung der Strömung durch ein mehrlagiges System von Aquifere und Aquitarden werden Gleichungen für Aquifere und Aquitarde simultan gelöst. Im obersten Aquifer kann noch eine Zufuhr durch einsickerndes Regenwasser,

Schmelzwasser oder Drainage über die Flüsse stattfinden. Strömung in Aquiferen ist immer 2-dimensional. Der pseudo-3-dimensionale Charakter der Gleichung entsteht durch die Einbeziehung der vertikalen Strömung der Aquitarde, die die Aquifere trennen.

METROPOL

Die regionale Grundwasserströmung und der Prozeß Subrosion werden mit dem Modell METROPOL simuliert (RIVM, 1993). Mit METROPOL können Strömungsprobleme, bei denen Dichteunterschiede eine Rolle spielen, modelliert werden. Subrosion wird durch die Verwendung von speziell für dieses Ziel geeigneten Randbedingungen berechnet.

Im Rahmen des niederländischen Forschungsprogramms zur Endlagerung radioaktiver Abfälle (OPLA) wurde das Modell METROPOL angewendet, um die Subrosionsrate für verschiedene Klimabilder des Salzstockes *Zuidwending* zu berechnen (OOSTROM et al., 1993). Für eine detaillierte Beschreibung der numerischen Aspekte wird auf LEIJNSE (1992) verwiesen.

Die wichtigsten Eigenschaften von METROPOL sind:

- Strömung und Transport finden in einem gesättigten porösen Medium statt;
- der Permeabilitätstensor ist anisotrop und symmetrisch;
- Permeabilität und Porosität sind ortsabhängig;
- Porosität und Dichte der Flüssigkeit sind druckabhängig;
- die Dichte der Flüssigkeit ist auch abhängig von der Massenfraktion gelösten Materials;
- die Viskosität der Flüssigkeit ist eine Funktion der Massenfraktion des gelösten Materials;
- die Transportgleichungen beinhalten auch einen geschwindigkeitsabhängigen Dispersionstensor.

In METROPOL können numerische Artefakte entstehen, wenn sich die Permeabilitäten zwischen benachbarten Elementen um mehr als zwei Größenordnungen voneinander unterscheiden. In diesen Fällen wurde zwischen den benachbarten Gitterelementen die Permeabilität logarithmisch gemittelt.

Für die Subrosionsrechnungen wurde des Paket METROPOL mit Dichteströmung benutzt. Die Subrosion im lokalen Modell wird entsprechend folgender Gleichung berechnet:

$$a \, dt$$

worin: P = Dichte der Flüssigkeit (ML³)
 q - Filtergeschwindigkeit (LT⁻¹)
 N = Normalvektor

- w = Massenfraktion des gelösten Stoffes (Salz) (-)
 J = Dispersiver Salzfluß ($ML^{-2}T^{-1}$)
 ρ^* = Dichte des Salzes (ML^{-3})
 a = 0,1; Menge 'Hutgestein' die pro Einheit Salz gebildet wird (-)
 u = Subrosionsgeschwindigkeit (LT^{-1})

Am Rande des Modells, wo die Salzlösung stattfindet, werden folgende Randbedingungen vorgegeben:

$$\omega = \rho^* \text{ oder } p = \rho^*$$

Daneben gilt, daß am Rand der totale Massenfluß dem totalen Massenfluß des gelösten Stoffes (Salz) gleich ist:

$$\rho^*(1-a)u = J$$

Fluviatile Erosion

Im wesentlichen stehen zwei Modelltypen mit unterschiedlichen Eigenschaften zur Auswahl, die jedoch beide gekoppelte Erosion und Sedimentation beschreiben. Diese sind SEDSIM und FLUVER.

SEDSIM (TETZLAFF & HARBAUGH, 1989) hat den Vorteil, daß es auf einer (wohl nur auf Korngröße-Niveau) fundierten physikalischen Grundlage basiert. Es hat aber den Nachteil, daß es nicht auf große Zeit- und Raummaßstäbe anzuwenden ist. FLUVER hat eigentlich die umgekehrten Eigenschaften. Es ist gut anwendbar für die notwendigen Raum- und Zeitmaßstäbe, hat aber keine fundierte theoretisch-physikalische Basis und kann deshalb nicht ohne weiteres auf ein relativ kleines System wie die Aller angewendet werden. Dieses Programm wurde von der Fachgruppe Bodenkunde und Geologie an der Landbouwniversiteit Wageningen entwickelt.

Das Modell FLUVER wurde ursprünglich zur Simulation von Terrassenbildungen entwickelt (VELDKAMP & VERMEULEN, 1989). Die Bildung von Terrassen ist ein Prozeß von abwechselnder Sedimentation und Erosion in einem fluviatilen System mit einem Zeitmaß in der Größenordnung des Quartärs. Die erste Version von FLUVER hatte eine relativ grobe Auflösung der Gitterpunkte von $100 * 100$ m und Zeitschritte von 1000 oder 2000 Jahren. Sie konnte hinreichend erfolgreich auf nordwesteuropäische Flußsysteme (Allier/Loire in: VELDKAMP, 1992 und

Maas in: VELDKAMP & VAN DEN BERG, 1993) angewandt werden. Die Empfindlichkeit des Modells beträgt ungefähr +/- zwei Gitterpunkteinheiten in horizontaler Richtung und eine Gitterpunkteinheit in vertikaler Richtung. Die Empfindlichkeit in der Zeit ermöglicht Berechnungen von Klimafluktuationen auf dem Niveau Stadial - Interstadial, mit Zeitschritten von 1000 Jahren (VAN DEN BERG, 1996). Ein Nachteil der ersten Modellversion ist, daß Daten über Sedimentströme in der Zeit benötigt werden, die nur grob geschätzt und schwierig rekonstruiert werden können unter Verwendung von detaillierten stratigraphischen und geochemischen Untersuchungen der Sedimentproben (VELDKAMP, 1991). Es scheint, daß die Sedimentströme außer vom Klima auch durch andere Faktoren, wie Vulkanismus (VELDKAMP, 1991) und äolische Komponenten (VAN DEN BERG, 1996) beeinflusst werden können.

FLUVER 2

Als jüngste Entwicklung wurde FLUVER durch neue Modellkomponenten erweitert. Diese Erweiterung führte zu einem dynamischen Modell FLUVER2, mit dem es möglich ist, Sedimentflüsse im System anhand von Gefällelinien zu rekonstruieren (VELDKAMP & VAN DUKE, 1996). Dadurch können dynamische Verbindungen zwischen fluviatilen Systemen und Talhangprozessen hergestellt werden (VAN DUKE, zur Veröff. eingereicht). FLUVER2 ermöglicht es, Sedimentation und Erosion entlang eines Längsprofils in einer 3D-Umgebung zu simulieren (VAN DUKE & VELDKAMP, 1996a).

Derfluviatile Prozeß wird beschrieben als der Einfluß, den das strömende Wasser auf den Untergrund hat. Strömendes Wasser löst Sediment aus dem Deckgebirge und transportiert es im Strom. Für Fragestellungen, die einen großen Zeit- und Raummaßstab haben, wird ein Gleichgewicht zwischen den hydraulischen Variablen des Stromes und der transportierten Sedimentmenge vorausgesetzt. Morphologische Veränderungen sind das Ergebnis von Divergenz oder Konvergenz der Sedimentflüsse in der Längsrichtung des Stromes.

Talhangprozesse sind am besten mit Begriffen wie Diffusion oder Dispersion zu beschreiben. Diese Prozesse haben zur Folge, daß eine Landschaft im Laufe der Zeit vollkommen eingeebnet wird. Talhangprozesse sind vor allem bei der Beschreibung von periglazialen Verhältnissen, wie sie im Weichsel herrschten, von Bedeutung.

Die 2D- und 3D-Versionen von FLUVER2 basieren auf Gleichungen des Sedimentflusses, welche dem Kontinuitätsprinzip gemäß formuliert sind. Für die mathematische Beschreibung der fluviatilen Prozesse und Talhangprozesse wird verwiesen auf VELDKAMP & VAN DUKE, 1996; VAN DUKE & VELDKAMP, 1996a; und VAN DUKE, (zur Veröff. eingereicht).

2.2.4 Nicht modellierte Prozesse

Da die Mechanismen und relevanten Parameter für die subglaziale Erosion einschließlich der Gletscherexaration noch nicht ganz aufgeklärt sind, wäre die Durchführung einer Modellstudie für diesen Prozeß zur Zeit nicht wissenschaftlich methodisch abgesichert.

Der Prozeß wird anhand der veröffentlichten Literatur bewertet. Ein Hauptthema ist die subglaziale Rinnenbildung durch fließendes Schmelzwasser. Das Ausmaß der möglichen zukünftigen subglazialen Erosion auf die geologischen Barrieren am Standort Morsleben wird anhand der bekannten Erosionsphänomene aus der quartären Vergangenheit eingeschätzt.

Eine Variante subglazialer Erosion ist die Gletscherexaration. Diese Erosionsform entsteht durch die direkte Einwirkung des Eises auf den Untergrund. Auch die möglichen Effekte dieses Prozesses auf die geologischen Barrieren werden beschrieben.

2.2.5 Prognose zum Verhalten der geologischen Barrieren

Die Prognose des Zustandes der Barrieren in den kommenden 100.000 bis 150.000 Jahren basiert auf der Klimaprognose für dieses Zeitintervall. Dabei wird davon ausgegangen, daß Veränderungen in der Bahn der Erde um die Sonne der wichtigste steuernde Mechanismus für Klimaveränderungen in einem Zeitraum von 100.000 Jahren und mehr ist (astronomische Milankovitch-Theorie). Die benutzte Klimaprognose für die nördliche Erdhalbkugel, insbesondere für Europa, basiert vollständig auf veröffentlichter Literatur (BERGER et al.).

Die Prognose wird an die Klimabilder gekoppelt, die bei der Beschreibung der Subrosionsmodellrechnungen behandelt wurden. Die Ergebnisse der Modellstudie werden auf die fluviatile Erosion und das Ergebnis der Literaturstudie zur subglazialen Erosion auf diesen Prozeß projiziert und eine Aussage über den Zustand der geologischen Barrieren für unterschiedliche aufeinanderfolgende Perioden in den kommenden 150.000 Jahren formuliert.

ERA
Morseleiben

3 Klima als treibende Kraft

Das Klima übt einen großen Einfluß auf Vegetation, Niederschlag, Inlandeisausdehnung und Permafrost aus und damit auf die lokalen Bedingungen des Untersuchungsgebietes. Die Klimafaktoren beeinflussen auch den oberirdischen und unterirdischen Wasserabfluß. Darum ist es wichtig, sich so gut wie möglich ein Bild über das zukünftige Klima zu verschaffen. Hierbei muß auch der anthropogene Einfluß mit einbezogen werden, da es scheint, daß dieser eine wesentliche Rolle bei der Vorhersage des zukünftigen Klimas spielen wird.

Veränderungen des Klimas werden durch interne Faktoren des Klimasystems bestimmt (Atmosphäre/Ozean), wie die Zusammensetzung der Atmosphäre, Bewölkungsgrad und Zirkulationen in der Atmosphäre und den Ozeanen und durch externe Faktoren, wie astronomische Variationen, Sonnenaktivität und Vulkanismus. Der anthropogene Einfluß wird auch als ein externer Faktor angesehen. Für die Langzeitprognose sind nur die langfristigen Klimafaktoren wichtig.

3.1 Astronomische Faktoren

Die Position der Erde in bezug auf die Sonne bestimmt in einem wichtigen Maß das Klima auf der Erde. Die Position wird durch drei astronomischen Parameter charakterisiert, nämlich Präzession, Exzentrizität und Inklination.

MILANKOVITCH (siehe BERGER, 1981; MENZIES, 1995) hat in den zwanziger Jahren auf Basis dieser Parameter Sonnenstrahlungskurven aufgestellt, die heute bekannt sind als die Allgemeine Milankovitch-Theorie. VERNEKAR (1972) und BERGER (1978a, b, 1979: alle in DAWSON, 1992) haben die Milankovitch-Theorie später verfeinert.

Die astronomischen Parameter zeigen eine quasi-harmonische Zyklizität (Abbildung 3.1). Diese Variationen werden als bestimmend für langfristige Klimaveränderungen angesehen, weil hiermit langfristige Veränderungen in der einfallenden Strahlung realisiert werden und damit die Strahlungsbilanz (Insolation oder Sonneneinstrahlung) beeinflusst wird.

1. Die Exzentrizität (e) der Bahn der Erde um die Sonne (Ekliptik) variiert in Zyklen von 95.800 Jahren zwischen beinahe kreisförmig ($e=0$) und ellipsenförmig ($e=0,07$) (BERGER & LOUTRE, 1996; 1997). Der Unterschied zwischen Perihelium und Aphelium kann bis zu 30% betragen (DAWSON, 1992). Die Exzentrizität bestimmt nicht direkt die Strahlungsbilanz, ist aber ein Parameter für die Präzession (u.a. CALKIN, 1992; DALGLEISH et al., 1997; DAWSON, 1992; siehe Punkt 2).

2. Die Präzession der Äquinoktien ($e \sin \Omega$) ist die Vorverlegung der Nachtgleichen (Äquinoktien) auf der Ekliptik in Beziehung zum Perihelium in Zyklen von durchschnittlich 21.700 Jahren (19 und 23 ka) (mit Ω - der Winkel zwischen Frühlingsäquinoktium und Perihelium).
- Diese Präzession der Äquinoktien wird durch zwei Komponenten bestimmt:
- das Kreiseln der Erdachse im Uhrzeigersinn um die Senkrechte der Ekliptik in Perioden von ca. 25.800 Jahren;
 - die entgegen dem Uhrzeigersinn gerichtete Rotation der Ekliptik selbst, wobei sich das Perihelium in Beziehung zu festen Sternen verschiebt in Perioden von 100 ka (BERGER & LOUÏRE, 1996).

Die Präzession sorgt für eine Verstärkung der Jahreszeiten: von längeren, kühleren Sommern und kürzeren, wärmeren Wintern hin zu kürzeren, wärmeren Sommern und längeren, kühleren Wintern.

3. Die Inklination (e) der Erde in Beziehung zur Senkrechten auf die Ekliptik variiert zwischen 22° und 25° (BERGER & LOUÏRE, 1996; 1997) in Zyklen von 41.000 Jahren. Dies hat für die Polregionen und für die Breitengrade über denen die Sonneneinstrahlung senkrecht ist eine Veränderung der Dauer der Winter- und Sommerperioden zur Folge.

Ein kombinierter Einfluß dieser Komponenten, deren Amplituden sich mit der Zeit verändern, führt zu einem komplizierten Muster der Insolationsvariationen (Abbildung 3.1).

Eindeutigkeit über den exakten Einfluß und die exakte Interpretation der Präzession gibt es noch nicht. BERGER (1981) und BERGER & LOUÏRE (1996) führen glaziale Bedingungen zurück auf einen Sommer auf der Nordhalbkugel, der im Aphelium beginnt ($\omega = 270^\circ$) und auf eine maximale Exzentrizität und geringe Inklination. Ein Insolationsmaximum kommt vor bei einem Sommersolstitium im Perihelium ($\omega = 90^\circ$), mit großer Exzentrizität und hoher Inklination. DALGLEISH et al. (1997) ordnen eine Warmzeit einem Frühjahrsäquinoktium im Perihelium ($\omega = 0/360^\circ$) zu, mit sowohl großer Exzentrizität und großer Inklination. KUKLA et al., (1981: in DALGLEISH et al., 1997) verbinden eine Warmzeit mit einem Herbstäquinoktium im Perihelium ($\omega = 180^\circ$).

Die Insolation wird in niedrigen Breitengraden hauptsächlich durch die Exzentrizität und die Präzession der Äquinoktien beeinflusst (DAWSON, 1992), während die Insolation in höheren Breitengraden am meisten durch die Inklination (BERGER & LOUÏRE, 1997; DAWSON, 1992) und die Inklination in Kombination mit der Präzession beeinflusst wird.

¹ Sommersolstitium ist der Zeitpunkt der Sommersonnenwende.

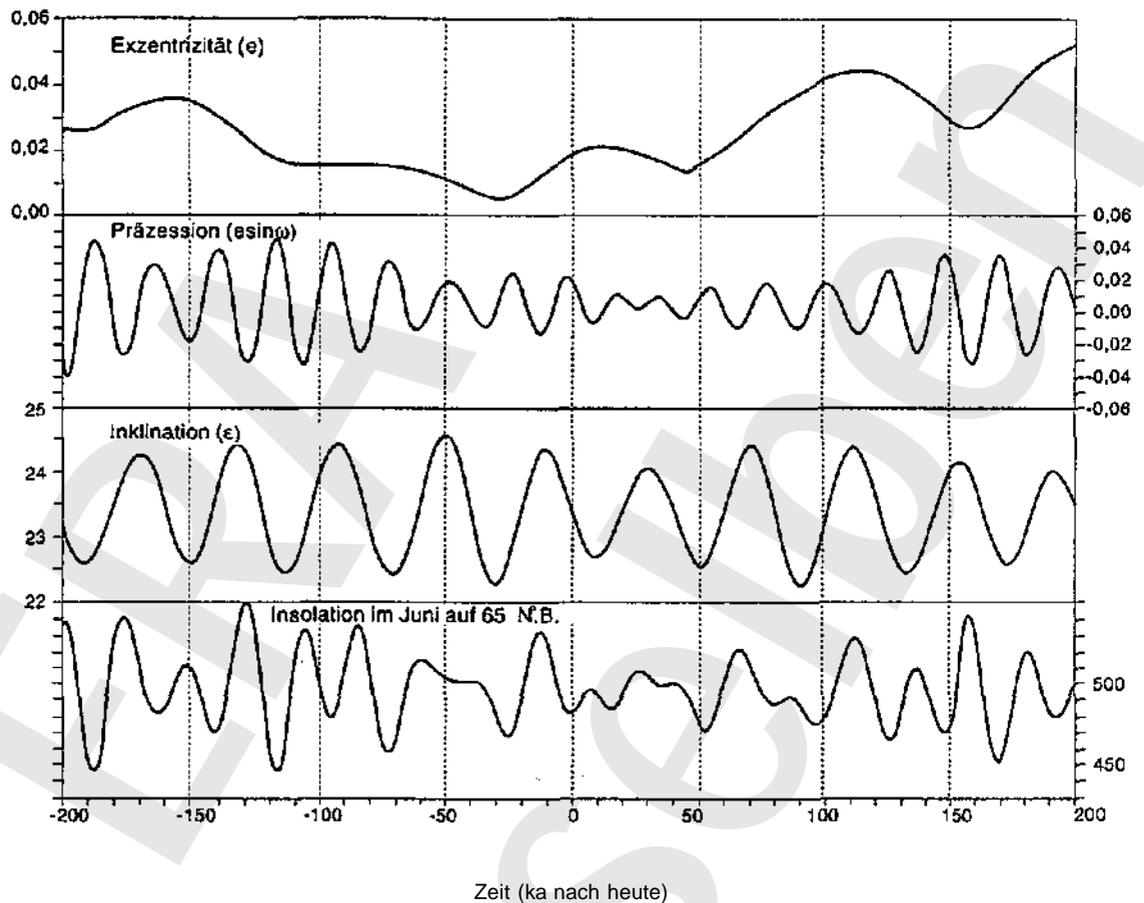


Abbildung 3.1 Langfristige Variationen in den astronomischen Parametern und der resultierenden Insolation (W/m).
(Auf 65°NB im Juni von 200 ka vor heute bis 200 ka nach heute; nach BERGER & LOUTRE, 1997).

BERGER (1978b; 1979: in DAWSON, 1992) hat bei Berechnungen der langfristigen Insolation gezeigt, daß Insolationsmaxima und -minima sich in der Zeit verschieben, was als 'insolation signature' bezeichnet wird. Ein Insolationsmaximum, das sich von Frühjahr/Sommer nach Herbst/Winter verschiebt und ein Insolationsminimum, das im Februar beginnt und sich zum frühen Sommer hin verschiebt, wird eine globale Abkühlung zur Folge haben (BERGER, 1979: in DAWSON, 1992). Eine niedrige Sommer- und hohe Winterinsolation sorgen für eine geringe Ablation und eine höhere Verdampfung und bewirken deshalb Schneezufuhr (RUDDIMAN & MACINTYRE, 1981: in DAWSON, 1992).

Veränderungen in der Insolation geben einen Ansatz für Klimaveränderungen. Aber durch positive Rückkopplungsmechanismen auf die Temperatur, wie Niveau des Oberflächen-Albedos und Gehalt an Wasserdampf in der Atmosphäre, kann

Eisausdehnung stattfinden (BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996).

Andererseits kann eine Verschiebung des Insolationsmaximums vom Frühjahr zum Sommer und des Insolationsminimums vom Sommer zum Winter eine globale Erwärmung zur Folge haben (BERGER, 1979: in DAWSON, 1992). Eine höhere Insolation im Sommer und eine niedrigere Insolation im Winter sorgen für eine zunehmende Ablation, bzw. eine geringere Verdampfung und Schneezufuhr und fördern so den Eisverfall (RUDDIMAN & MACINTYRE, 1985: in DAWSON, 1992).

Bemerkenswert ist, daß Vereisungen auf beiden Erdhalbkugeln beinahe synchron verlaufen, weil die astronomischen Parameter gerade eine Gegenphase bilden. Durch die heutige ungleiche Verteilung der Kontinente auf beiden Erdhalbkugeln ist für eine mondiale Eisausdehnung gleichzeitig ein kühler Sommer auf der Nordhalbkugel und ein kalter Winter auf der Südhalbkugel notwendig (BERGER, 1981). Eine Verstärkung dieses Phänomens sucht man in einer möglichen Klimainteraktion zwischen den beiden Halbkugeln und positiven Rückkopplungsmechanismen, wie Oberflächenalbedo und Wasserdampfmengen in der Atmosphäre auf die Temperatur (u.a. BERGER, 1981; BRYAN, 1986; CALKIN, 1995).

3.2 Anthropogene Faktoren

Der anthropogene Einfluß wird als der wichtigste Grund für Veränderungen in der Zusammensetzung der Atmosphäre angegeben. Diese Veränderungen sind die Ursache für eine positive Strahlungsforcierung von 2,5 W/m² seit 1970. Hinweise geben Klimamuster, besonders seit 1975 (INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATIC CHANGE(IPCC), 1996; KLIMAKOMMISSION, 1996).

Die folgende anthropogene Zufuhr spielt eine Rolle:

- Zunahme der CO₂-Konzentration in der Atmosphäre durch die Verbrennung fossiler Brennstoffe und Brandrodung zurückzuführen.
- Zunahme von CH₄ und N₂O (KLIMAKOMMISSION, 1996) durch die Landwirtschaft.
- Wasserdampf in der Stratosphäre durch hochfliegende Flugzeuge
- Zunahme der anthropogenen Aerosole durch Verbrennung fossiler Brennstoffe und Brandrodung, hat eine abkühlende Wirkung auf das Klima.

Die Zunahme des CO₂-Gehaltes in der Atmosphäre führt zu einer globalen Temperaturerhöhung. Ein Temperaturanstieg hat eine Verstärkung des hydrologischen Kreislaufs (u.a. mehr Verdunstung und Niederschlag) in globaler Größenordnung zur Folge. Auf regionalem und lokalem Maßstab können allerdings Unterschiede auftreten: hohe geographische Breiten werden mehr Niederschläge bekommen, besonders im Winterhalbjahr. So wird in NW-Europa eine Zunahme, in Südeuropa eine Abnahme der Niederschlagsmenge zu verzeichnen sein

(EUROPEAN CLIMATE SUPPORT NETWORK (ECSN), 1995; IPCC, 1996). Eine andere Folge des Temperaturanstieges ist ein globaler Anstieg des Meeresspiegels durch Abschmelzen der Eiskappen von einigen Dezimetern bis zum Jahr 2.100.

Die Reaktionszeit der Eiskappen ist sehr niedrig (OERLEMANS & VAN DER VEEN, 1984). Die Zeit, die nötig ist, um ein neues thermisches Gleichgewicht einzustellen, beträgt zwischen 500-1.000 Jahren für dünne Teile des Eisschelfs und bis zu 30.000 Jahren für das Innere der antarktischen Eiskappe (OERLEMANS & VAN DER VEEN, 1984).

Aus den Simulationen, die die Empfindlichkeit des Klimasystems auf CO_2 untersuchen, scheint der anthropogene Einfluß seine Auswirkung auf den für diese Untersuchung wichtigen Zeitraum von 40.000 bis 100.000 Jahren ab heute zu haben (BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996; LOUTRE, 1995; 1997; siehe auch Abschnitt 3.4.1).

3.3 Astronomische Klimasteuerung im Quartär

Rekonstruktionen des Klimas im Quartär zeigen, daß Veränderungen des Klimas durch astronomische Variationen in der Sonnenstrahlungsintensität (Milankovitch-Theorie) gesteuert werden. Dies äußert sich im allgemeinen Bild von 100.000-jährigen Zyklen mit einer allmählichen Eisakkumulationsphase und einer vergleichsweise plötzlichen Phase der Deglaziation. Die deutlichsten Hinweise auf diese Zyklizität werden in der Sauerstoffisotopenstratigraphie von Tiefseekernen (u.a. IMBRIE et al, 1984; MARTINSON et al., 1987; SHACKLETON, 1987) und Eiskernen (u.a. DANSGAARD et al., 1993; GRJP, 1993; SCHOTT, 1992) gefunden.

Die in der Literatur am häufigsten angewandte sauerstoffisotopenstratigraphische Kurve ist die marine SPECMAP-Kurve von IMBRIE et al. (1984) (siehe auch Abschnitt 4.2). Diese abgeflachte Kurve wird vielfältig als Referenz für Klimarekonstruktionen verwandt (DALGLEISH et al, 1997; BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996; LOUTRE, 1997).

Ungeachtet der rezenten alternativen $\delta^{18}\text{O}$ -Kurve einer Kalzitader in Devil's Hole, Nevada (WINNOGRAD et al, 1992; LUDWIG et al, 1992), worin der Zeitpunkt verschiedener Erscheinungen signifikante Abweichungen von der Milankovitch Theorie zeigen soll, finden IMBRIE et al. (1993) deutliche Anzeichen für eine astronomische Forcierung des Paläoklimas.

3.4 Astronomische Klimasteuerung in der Zukunft

3.4.1 Simulationen des künftigen Klimas

Simulationen für das künftige langfristige Klima werden u.a. von IMBRIE & IMBRIE (1979); BERGER (1981); OERLEMANS & VAN DER VEEN (1984), DAMES & MOORE (1990); DALGLEISH et al. (1997); LOUTRE, (1997); BERGER et al. (1996); BERGER & LOUTRE (1996, 1997) vorgestellt.

Alle Modelle gehen von der Annahme aus, daß sich das Muster der Klimavariationen im Quartär für die erste kommende Periode in der Zukunft (in 10 Jahren) fortsetzen wird. Die Extrapolation der Zyklizität in Paläoklimarekonstruktionen ist unter dieser Annahme gestattet. Trotz der guten Übereinstimmung der Modellrekonstruktionen des Paläoklimas mit der SPECMAP-Kurve muß daraufhingewiesen werden, daß alle Modelle noch auf Hypothesen beruhen und viele Unsicherheiten in der Wahl der Parameter beinhalten. Es sind fortgeschrittenere General Circulation Models (GCMs) nötig, um die Hypothesen bestätigen zu können (BERGER & LOUTRE, 1996; BERGER et al., 1996).

In dem Modell von IMBRIE & IMBRIE (1979) wird eine Prognose bis 25 ka nach heute gegeben. Das Auftreten einer Super-Warmzeit, in der wärmere Verhältnisse herrschen werden als in der vorhergegangenen Million Jahre, wird als Folge des erhöhten CO_2 -Gehaltes in der Atmosphäre für möglich gehalten. Die folgende Phase mit glazialen Bedingungen bei etwa 23 ka nach heute kann hierdurch um ca. 2.000 Jahre verzögert werden (IMBRIE & IMBRIE, 1979).

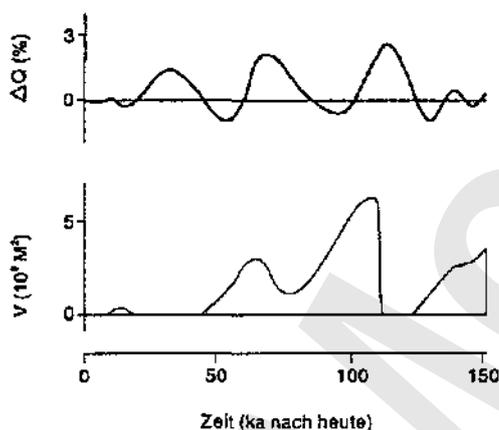


Abbildung 3.2 Zukünftige Insolation auf 65°NB im Sommer und simuliertes Eisvolumen für die Nordhalbkugel. (Abbildung zeigt Volumenäquivalent des 2-dimensionalen Modells; OERLEMANS & VAN DER VEEN, 1984).

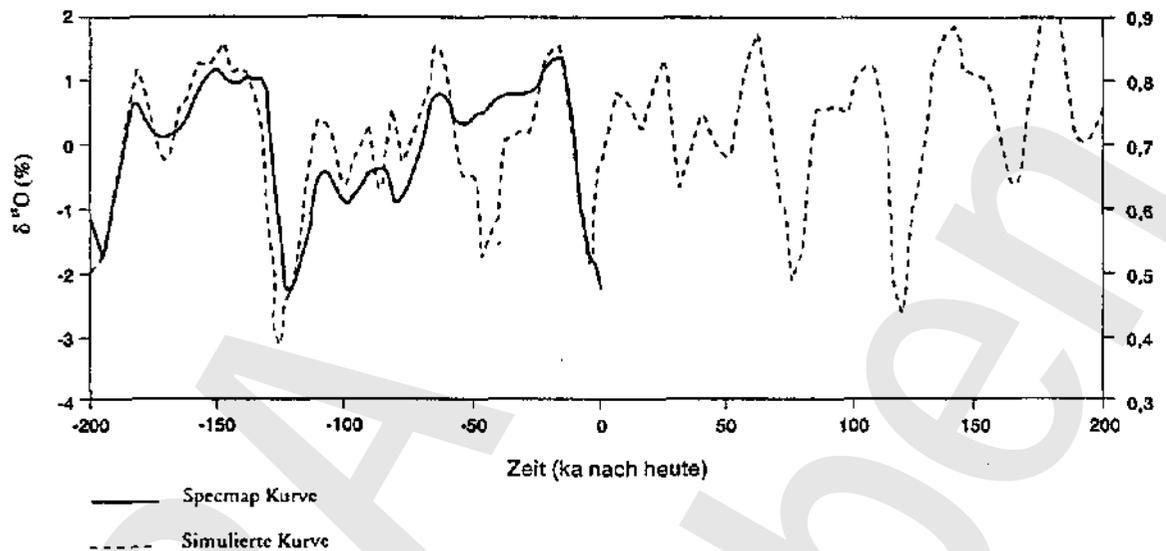


Abbildung 3.3 Klimastimulation von 200 ka vor heute bis 200 ka nach heute und SPECMAP-Kurve. (DALGLEISH et al., 1997).

BERGER (1981) stellt eine Prognose bis 60 ka nach heute vor, basierend auf Regressionsmodellen mit einem 'astro-climatic index' (ACLIN) und einem 'insolation climatic index' (INCLIN). Die Vorhersage beginnt mit einer Periode der Abkühlung, die schon vor 6.000 Jahren begonnen hat. Ein Kältehöhepunkt mit glazialen Bedingungen, vergleichbar mit der letzten Eiszeit liegt bei ca. 60 ka nach heute. Einleitende kalte Perioden liegen bei ca. 5, 22 und 40 ka nach heute, wobei die Periode bei 22 ka nach heute die wichtigste ist.

Das Modell von OERLEMANS & VAN DER VEEN (1984), das an Insolationsvariationen gekoppelt ist, gibt eine Prognose für das gesamte Eisvolumen auf der Nordhalbkugel (Abbildung 3.2). Das Modell zeigt einen allmählichen Aufbau des Inlandeises während der kommenden 100.000 Jahre, mit sekundären Maxima bei etwa 20 ka nach heute und 65 ka nach heute, gefolgt von einer Warmzeit bei etwa 75 ka nach heute und einem glazialen Maximum bei 100 ka nach heute. Diesem allmählichen Aufbau des Inlandeises folgt eine Deglaziation bei etwa 120 ka nach heute, in der das Inlandeis wieder größtenteils verschwindet. Eine neue Periode der Eisakkumulation wird bei etwa 125 ka nach heute beginnen und nimmt bis 150 ka nach heute noch zu.

DALGLEISH et al. (1997) haben das künftige Klima mit Hilfe der 'Additivity and Variance Stabilisation technique' (AVAS) simuliert, einem nicht-linearen Regressionsmodell (Abbildung 3.3). Atisgangsvariablen sind die drei astronomischen Parameter aus der SPECMAP-Kurve von IMBRIE et al. (1984) und aus dem

ACLIN-Modell von KUKLA et al. (1981: in DALGLEISH et al., 1997), und die Juli-Insolation auf 65° NB. Das Modell gibt an, daß Deglaziation durch eine Kombination einer Zunahme von Inklination und Präzession verursacht wird. Im Modell von DALGLEISH et al. (1997) stimmt das warme Klima mit einer Präzession von 0/360° überein, d.h. mit dem Frühjahrsäquinoktikum im Perihelium. Dies steht im Gegensatz zu KUKLA et al. (1981: in DALGLEISH et al., 1997), wo das warme Klima mit einem Herbstäquinoktikum im Perihelium übereinstimmt. Eine hohe Inklination fällt mit einem warmen Klima zusammen. Bei der Exzentrizität ist der Zusammenhang schwieriger festzustellen, aber im allgemeinen stimmt ein höherer Wert mit einem wärmeren Klima überein.

Die Simulationen von DALGLEISH et al. (1997) für das künftige Klima (Abbildung 3.3) zeigen Maxima bei etwa 25, 60 und 100 ka nach heute. Wichtige Warmzeiten liegen bei 75 und 120 ka nach heute. Die Deglaziation bei etwa 75 ka nach heute ist umfangreich genug, um als Ende des Kaltzeit/Warmzeit-Zyklus zu gelten, aber DALGLEISH et al. (1997) bezweifeln dieses, weil in der Rekonstruktion das Ausmaß der Warmzeit vor etwa 50 ka vor heute auch überschätzt wurde (Abbildung 3.3). Dagegen spricht, daß bei etwa 75 ka nach heute die Präzession und die Inklination exakt synchron verlaufen, während vor 50 ka vor heute dies nicht der Fall war. DALGLEISH et al. (1997) folgern daraus, daß, wenn die Warmzeit in etwa 75 ka nach heute von geringerem Ausmaß ist, die Warmzeit in 120 ka nach heute das Ende des heutigen Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus sein muß.

LOUTRE (1997) simuliert das künftige Klima mit einem zweidimensionalen Modell (Breitengrad-Höhe), wobei Ozean, Atmosphäre, Land- und Meereseis und Lithosphäre aneinander gekoppelt sind. Es bestehen Beschränkungen bezüglich Topographie, Bewölkungsgrad und Tiefseezirkulation. Die Simulationen basieren auf der astronomischen Forcierung mit Insulationsberechnungen von BERGER (1978a; b) und CO₂-Konzentrationen von DALGLEISH & BOULTON (1994: in LOUTRE, 1997).

Die Simulation des gesamten Eisvolumens auf der Nördlichen Halbkugel (Abbildung 3.4A) läßt eine allmähliche Zunahme erkennen. Die wichtigen Eisausdehnungen liegen bei etwa 23 ka nach heute, bei 65 ka nach heute mit 21*10⁶ km³ und bei 102 ka nach heute mit 33,3*10⁶ km³. Dazwischen liegen bei 73 und 120 ka nach heute wärmere Perioden. Das erste darauffolgende glaziale Maximum liegt bei etwa 154 ka nach heute, mit einem totalen Eisvolumen, das mit dem des letzten Maximums der Weichsel-Kaltzeit (46,3*10⁶ km³) vergleichbar ist. Deglaziation wird bei 165 ka nach heute vorkommen. Dies bedeutet, daß der Kaltzeit-Warmzeit-Zyklus bedeutend länger andauern wird als durchschnittlich, nämlich 160 ka (= 6 ka vor heute bis 154 ka nach heute) anstatt 100 ka.

Die Verbreitung des eurasischen Inlandeises wird simuliert (Abbildung 3.4B). Dieses Inlandeis wird während des glazialen Maximums von ca. 135-154 ka nach heute nur bis etwa 55° NB nach Süden kommen (LOUTRE, 1997).

Simulationen für warme Intervalle zeigen, daß das Eis in 116-123 ka nach heute nahezu verschwunden sein wird und während der Warmzeit von 160 bis 171 ka nach heute vollkommen geschmolzen sein wird (LOUTRE, 1997).

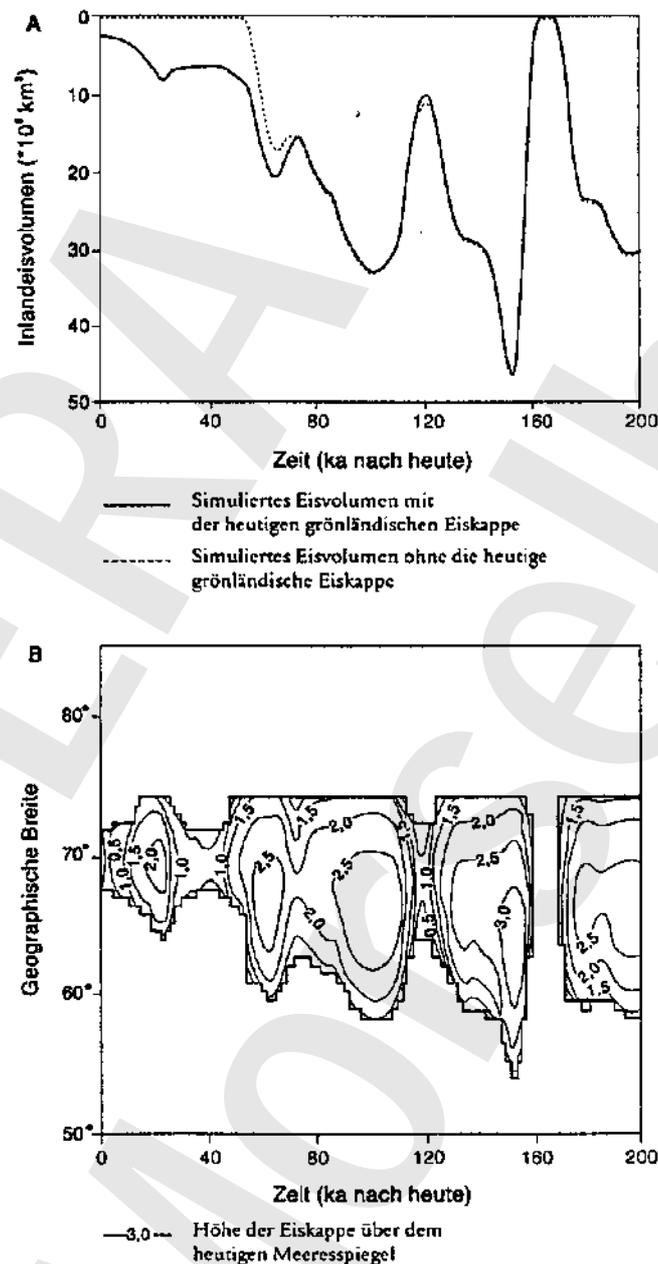


Abbildung 3.4 A. Simulation des zukünftigen gesamten Eisvolumens auf der Nordhalbkugel ab heute bis 200 ka nach heute; B. Simulation der Verbreitung und der Höhe des eurasischen Inlandeises ab heute bis in 200 ka nach heute. (LOUTRE, 1997).

Von den Simulationen des Eisvolumens werden Variationen der durchschnittlichen Jahrestemperaturen abgeleitet. Wie viele Autoren behaupten (u.a. BERGER, 1981; OERLEMANS, 1996), scheinen höhere Breitengrade empfindlicher auf Veränderungen zu reagieren und größere Temperaturfluktuationen zu zeigen als niedrigere Breitengrade. Bei 60-65° nördlicher Breite (NB) tritt ein maximaler Unterschied von 11,4 °C zwischen der heutigen jährlichen durchschnittlichen Oberflächentemperatur und der geschätzten Temperatur bei 154 ka nach heute auf.

Um die Reaktion des künftigen Klimas auf anthropogenen Einfluß zu beobachten, hat LOUTRE (1997) eine Simulation durchgeführt, die als Ausgangspunkt das vollständige Fehlen der grönländischen Eiskappe annimmt. Aus vorhergehenden Modellrechnungen mit verschiedenen Szenarien für die CO₂-Konzentration (LOUTRE, 1995) geht hervor, daß das Fehlen der grönländischen Eiskappe als eine Folge des Treibhauseffektes sehr wahrscheinlich sein kann. Simulationen weisen daraufhin, daß derartige Anpassungen an die Ausgangsbedingungen noch in den nächsten 70.000 von Einfluß sein werden mit einem maximalen Unterschied von 2,8 °C in der durchschnittlichen jährlichen kontinentalen Temperatur auf 60-65° NB zwischen den Simulationen mit den oben genannten unterschiedlichen Ausgangsbedingungen. Beim Fehlen der grönländischen Eiskappe wird in den ersten 50.000 Jahren auf der Nordhalbkugel keine Inlandeisentwicklung stattfinden. Danach folgt die Kurve im großen und ganzen dem Verlauf der natürlichen Kurve, mit dem Unterschied, daß das Kältemaximum von 65 ka nach heute um 2.000 Jahre verzögert werden und das Eisvolumen um ca. $4 \cdot 10^6$ km³ kleiner sein kann (Abbildung 3.4A).

Zusätzliche Simulationen, mit dem schon beschriebenen 2-D Modell und mit verschiedenen Randbedingungen für die CO₂-Konzentrationen, wurden von BERGER & LOUTRE (1996; 1997) und BERGER et al. (1996) durchgeführt. Ein Experiment mit einem konstanten Wert für die CO₂-Konzentration von 210 ppmv ergibt eine annehmbare gute Reproduzierbarkeit des Paläoklimas; mit konstanten Werten, die höher sind als 260 ppmv kann der 100 ka Zyklus nicht mehr reproduziert werden (BERGER & LOUTRE, 1997; BERGER et al., 1996).

Eine Simulation, in der die Rekonstruktion der natürlichen CO₂-Fluktuationen in der Atmosphäre vom Vostok-Eiskern (JOUZEL et al., 1993; in BERGER & LOUTRE, 1996) in die Zukunft verschoben wird, ist in Bezug auf die zeitliche Abstimmung gut reproduzierbar, kann aber eine Diskrepanz in bezug auf das Eisvolumen aufweisen (Abbildung 3.5). In Abbildung 3.5 werden noch 3 andere Szenarien dargestellt: eins, in dem bei t = 0 keine Eiskappen auf der Nordhalbkugel vorhanden sind, und zwei weitere, in denen die atmosphärische CO₂-Konzentration in 150 Jahren von 290 ppmv auf 550 bzw. 750 ppmv zunimmt und dann wieder aufwerte von 300 ppmv in den nächsten 300 bzw. 500 Jahren abnimmt.

Die Ergebnisse der Simulationen in Abbildung 3.5 ergeben glaziale Maxima bei 133 ka vor heute (Saale) und 15 ka vor heute (Weichsel) mit einem Eisvolumen von etwa $47 \cdot 10^6$ km³. Die Berechnungen suggerieren, daß Warmzeiten mit einem

vollständigen Fehlen von Inlandeis bei etwa 200 ka vor heute, 126-117 ka vor heute (Eem), 110-97 ka vor heute und 83-74 ka vor heute vorkamen. Dies ist allerdings aufgrund von Daten aus dem Eiskern aus dem Zentralbereich der grönländischen Eiskappe, in der Eis mit einem Alter von mehr als 200.000 Jahren etwa 100 m über dem Anstehenden angetroffen wird, höchst unwahrscheinlich (GRIP, 1993; SCHOTT et al., 1992).

Zukunftssimulationen deuten auf eine extrem langfristige Warmzeit für die kommenden 55 ka, die durch außerordentliche kleine Variationen der astronomischen Variablen und damit auch in den Insolationsvariationen (BERGER & LOUTRE, 1996) verursacht wird.

Eine anthropogen verursachte CO₂-Zunahme im 550 ppmv Szenarium scheint bei nahe mit den Jouzel-Szenarium für natürliche CO₂-Fluktuationen übereinzustimmen. Eine Zunahme bis 750 ppmv scheint bis 40 ka nach heute von Einfluß zu sein. Das Szenarium, mit vollständigem Fehlen des Inlandeises auf der Nordhalbkugel, stimmt erst nach 100 ka nach heute wieder mit dem Jouzel-Szenarium überein. Dies tritt bei LOUTRE (1997) schon bei ca. 70 ka nach heute auf.

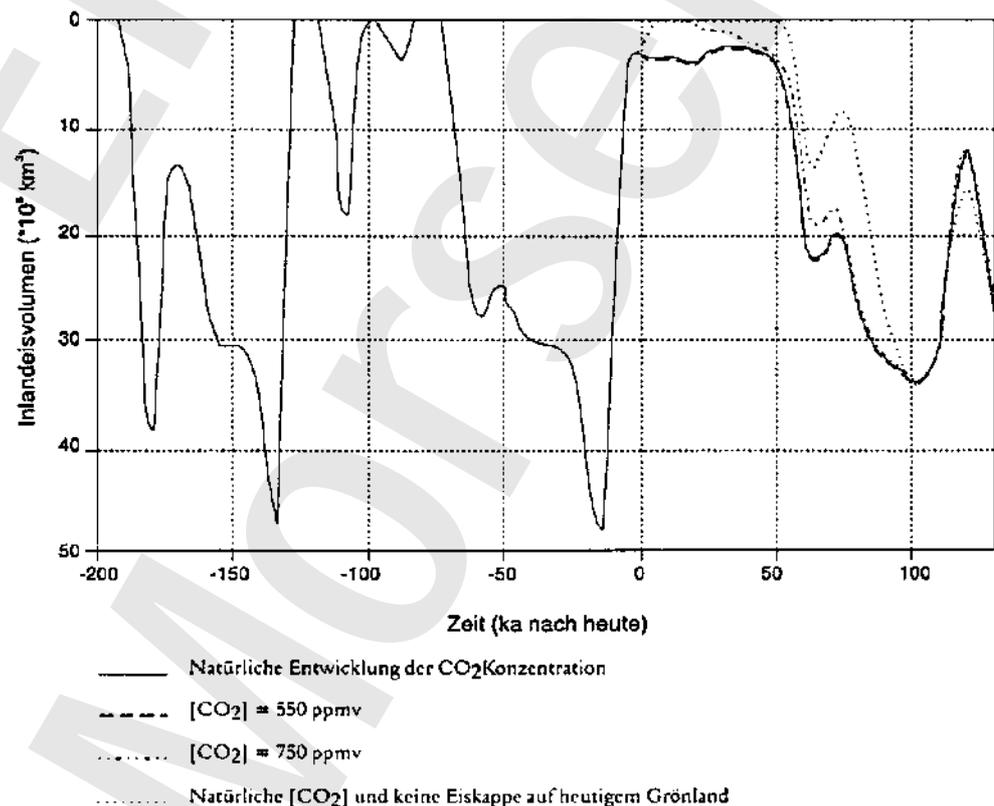


Abbildung 3.5 Simulationen des gesamten Eisvolumens auf der Nordhalbkugel von 200 ka vor heute bis 130 ka nach heute. (BERGER & LOUTRE, 1996).

Weil LOUTRE (1997) keine Rekonstruktion des Paläoklimas aufweist, ist diese Simulation nicht mit den Simulationen von vorhergehenden Warmzeiten, die auf das vollständige Fehlen von Inlandeis auf der Nordhalbkugel hinweisen (BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996), vergleichbar.

3.4.2 Diskussion

Im Allgemeinen stimmen die präsentierten Simulationsmodelle in Bezug auf das Auftreten von kalten und warmen Perioden gut miteinander überein. Die Modelle von BERGER (1981) und DALGLEISH et al. (1997) zeigen eine starke Übereinstimmung für eine Simulationsperiode bis 60 ka nach heute. Das Modell von OERLEMANS & VAN DER VEEN (1984) und das von LOUTRE (1997) stimmen in bezug auf den Verlauf der ersten 100 ka ausgesprochen gut miteinander überein. Nur durch Unterschiede bezüglich der Intensitäten der kalten und warmen Temperaturspitzen kann die Länge der Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen zwischen den Modellen unterschiedlich sein.

Ein Unterschied in den Modellen liegt in der Behandlung des anthropogen verursachten Treibhauseffektes. IMBRIE & IMBRIE (1979) berücksichtigen die anthropogene Beeinflussung des künftigen Klimas. In den Modellen von BERGER (1981), OERLEMANS & VAN DER VEEN (1984) und DALGLEISH et al. (1997) dagegen wird der Einfluß menschlichen Handelns außer Acht gelassen. Die Simulationen von BERGER & LOUTRE (1996; 1997), BERGER et al. (1996) und LOUTRE (1997) basieren u.a. auf den erwarteten CO₂-Konzentrationen und beinhalten darüber hinaus auch Test-Simulationen mit unterschiedlichen Szenarien für anthropogen beeinflusste CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre.

Ein essentieller Unterschied in den Modellen ist der Zeitpunkt in den Simulationen, an dem die abkühlende Periode beginnt. Nur bei IMBRIE & IMBRIE (1979) wird erwartet, daß sich die heutige Warmzeit noch 2.000 Jahre fortsetzen wird und es wärmer sein wird als in den letzten 1.000.000 Jahren. In den anderen Modellen hat die abkühlende Periode bereits vor 3.000 Jahren (DALGLEISH et al., 1997) bzw. vor 6000 Jahren (BERGER, 1981; BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996; LOUTRE, 1997) begonnen. Diese Zeitpunkte scheinen im Gegensatz zu den Auswirkungen des Treibhauseffektes zu stehen, der heute eine weltweite Temperaturerhöhung verursacht (IPCC, 1996; KLIMAKOMMISSION, 1996; OERLEMANS, 1996). Die Zeitpunkte können aber teilweise erklärt werden durch eine Nettozunahme des weltweiten Eisvolumens durch eine positive Massenbilanz in der Antarktis.

Ausgehend vom heutigen Eisvolumen auf der Nordhalbkugel wird, mit Ausnahme des Modells von IMBRIE & IMBRIE (1979), die Intensität der heutigen Warmzeit nicht als "Super-Warmzeit" simuliert (siehe Abbildungen 3, 4A und 5). BERGER & LOUTRE (1996; 1997) und BERGER et al. (1996) suggerieren eine außerge-

wohnliche Situation durch die extrem lange Dauer der heutigen Warmzeit (Abbildung 3.5). Dies hängt mit der Erwartung von kleinen astronomischen Variationen und hohen CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre zusammen.

Die bescheidene Kältespitze bei ca. 25 ka nach heute kommt in allen Modellen vor, ist aber nur bei IMBRIE & IMBRIE (1979) fast so groß wie das letzte glaziale Maximum (Weichsel). In einigen Modellen ist die deutlicher ausgebildete Kälteperiode bei 60 ka nach heute mit dem Weichsel vergleichbar (BERGER, 1981; DALGLEISH et al., 1997) und bei anderen etwa halb so groß (LOUTRE, 1997) oder noch kleiner (BERGER & LOUTRE, 1996; 1997; BERGER et al., 1996).

Die Zeit des Eisaufbaus zu einem glazialen Maximum variiert von ca. 60 ka nach heute (DALGLEISH et al., 1997) über 100 ka nach heute (OERLEMANS & VAN DERVEEN, 1984) bis 154 ka nach heute (LOUTRE, 1997), wodurch die Periodizität von Kaltzeit-Warmzeit-Zyklen zwischen 70 bis 160 ka variiert.

Die Modelle stimmen eindeutig bezüglich des warmen Intervalls bei ca. 70 ka nach heute und der Deglaziation bei 120 ka nach heute überein. Allein bei DALGLEISH et al. (1997) ist das Intervall bei etwa 70 ka nach heute wärmer als die heutige Warmzeit.

Weiter in der Zukunft gehen die Ergebnisse der Modelle immer stärker auseinander. Bei etwa 170 ka nach heute widersprechen sich die Simulationsmodelle, mit einem Übergang von Warmzeit zu Kaltzeit bei DALGLEISH et al. (1997) und einem Übergang von Kaltzeit zu Warmzeit bei LOUTRE (1997).

Die oben besprochenen Simulationsmodelle zeigen, daß die Abstimmung einer 100.000 jährigen Zyklizität des Paläoklimas basierend auf den Variationen der astronomischen Parameter gut zu rekonstruieren ist. Unsicherheiten bezüglich des Bewölkungsgrades und der Rückkopplungsmechanismen sorgen für Unterschiede in der Intensität der simulierten Maxima und Minima.

3.4.3 Unsicherheiten in den Modellen

Alle Modelle basieren auf Annahmen und Vereinfachungen, wie bei der Topographie, dem Bewölkungsgrad und/oder den Rückkopplungsmechanismen. Deshalb müssen die Resultate vorsichtig interpretiert werden.

Im Modell von DALGLEISH et al. (1997) scheint die Ungenauigkeit 3 bis 5 ka zu betragen. Dies basiert auf dem Unterschied zwischen Anfang der Abkühlungsperiode in der SPECMAP-Kurve und in der simulierten Kurve. In den Simulationen findet dieser Klimaumschlag bei etwa 3 ka nach heute statt, während die SPECMAP-Kurve ihren Verlauf bis heute fortsetzt und um 2.000 Jahre verzögert werden kann (IMBRIE & IMBRIE, 1979; LOUTRE, 1997). Hiermit ist die ca. 5

ka Genauigkeit der Chronostratigraphie von MARTINSON et al. (1987) vergleichbar, was als ein gutes Ergebnis angesehen werden kann.

Die Ungenauigkeit der Prognose nimmt im allgemeinen mit der Zeit zu (DALGLEISH et al., 1997). Das erste glaziale Maximum bei 120 ka nach heute liegt im Modell von DALGLEISH et al. (1997, siehe Abbildung 3.3) bei etwa 140 ka nach heute, während es im Modell von LOUTRE (1997, siehe Abbildung 3.4A) bei etwa 154 ka nach heute liegt. Das darauffolgende glaziale Maximum liegt bei DALGLEISH et al. (1997) bei etwa 175 ka nach heute, während das gleiche bei LOUTRE (1997) bei etwa 195 ka nach heute liegt. Diese Phasenverschiebung weist auf eine Zunahme der Ungenauigkeit mit der Zeit von ca. 20 ka. Darüber hinaus werden die Unterschiede in der modellierten Intensität der Kaltzeiten und Warmzeiten stets größer.

4 Kennzeichnung des Standortes

Die Prozesse, die auf lokaler Ebene auf den Standort Morsleben einwirken, sind häufig an Prozesse und Parameter gekoppelt, die auf einem höheren regionalen bzw. supraregionalen Niveau bestimmt werden. Der regionale Rahmen ist besonders für die lokalen Modelle der Subrosion und fluviatilen Erosion von Bedeutung, da aus diesem die Randbedingungen für die lokalen Studien bestimmt werden. Die paläogeographische und die paläoklimatologische Rekonstruktion sowie die regionale Grundwasserstudie sind hauptsächlich für die Untersuchung des Subrosionsprozesses von Bedeutung. Die geomorphologische Beschreibung spielt hauptsächlich bei der Untersuchung der fluviatilen Erosion eine Rolle.

4.1 Allgemeine geologische Situation

4.1.1 Strukturgeologie

Der Standort liegt im Subherzynen Becken, welches vom nördlichen Harzrand bis zur Flechtingen-Roßlauer-Scholle reicht. Nach NW hin grenzt das Becken an die Braunschweig-Gifhorner Störungszone. (Abbildung 4.1).

Der Harz und die Flechtingen-Roßlauer Scholle sind durch junge Heraushebungen gekennzeichnet. Dadurch wurde die Abtragung der Sedimente, die während des Zechstein oder später abgelagert wurden, bewirkt. Der aus paläozoischen Sedimenten und Intrusivgesteinen bestehende Harz wird an der Nordseite durch eine große Aufschiebung begrenzt. Die Flechtingen-Roßlauer Scholle ist eine Horststruktur, in der Gesteine des Devons, Karbons und des Rotliegenden anstehen. Die Erosion des Harzes und der Flechtingen-Roßlauer Scholle fand während der späten Kreide und des frühen Tertiärs statt.

Der stratigraphische Umfang der betrachteten Ablagerungen des Subherzynen Beckens reicht vom Zechstein bis zum Quartär. Das Subherzyne Becken wurde in der Oberkreide (Santon) von Inversionstektonik erfaßt, wobei es zur Strukturbildung mit kompressivem Charakter gekommen ist. Die stratigraphische Abfolge für das Becken findet sich in der Anlage 1.

Als Folge der Strukturierung des Grundgebirgssockels und der damit verbundenen Salztektunik sind eine Anzahl von wichtigen Strukturen entstanden:

- Weferlingen-Schönebecker Scholle
- Allertal-Salzstrukturzone
- Lappwald-Scholle
- Beienrode-Staßfurt Salzantiklinale
- Elm-Sattel

- Braunschweig-Gifhorner Störungszone (mit zahlreichen Salzstrukturen, z.B. Salzstrukturzug Broistedt-Gifhorn)
- Strukturzug Hildesheimer Wald-Hohenassel-Salzgitter

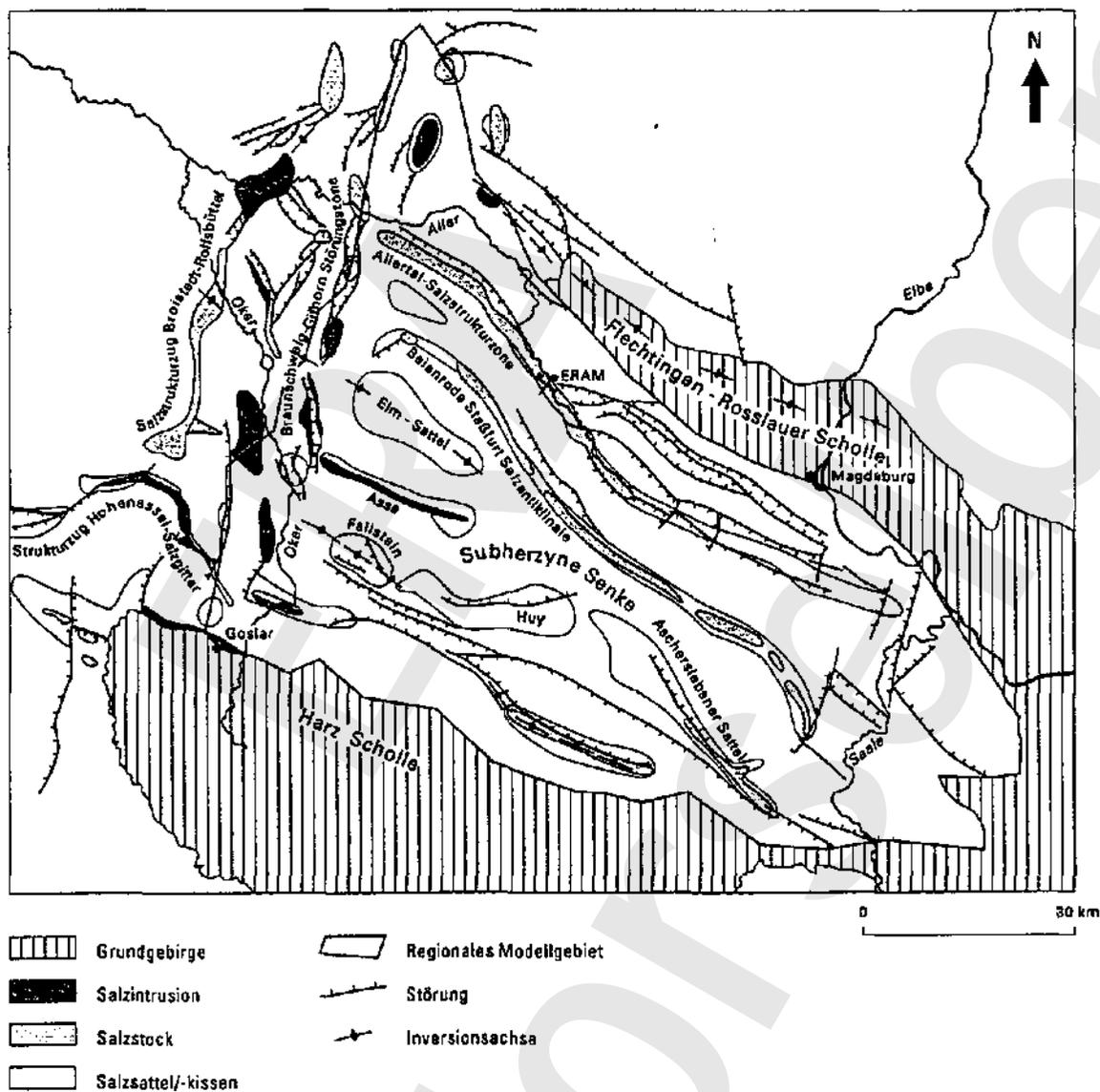


Abbildung 4.1 Strukturen im Subherzyne Becken.
 (BGR, 1994: Geotektonischer Atlas NW-Deutschland; ZGI, 1962; 1969).

Der Untergrund des Untersuchungsgebietes wird charakterisiert durch ein Mosaik von Grundgebirgsblöcken. Dieses Blockschollenmosaik hat die Bewegungsgeschichte des Gebietes sowohl in strukturgeologischer, als auch in sedimentärer Hinsicht kontrolliert. Die postpaläozoische strukturelle Entwicklung wurde zuerst durch Dehnungs- und später durch Kompressionstektonik geprägt. Dadurch kam

es sowohl zur Bildung von Salzstrukturen als auch zu NW-SE streichenden Aufschiebungen. Salzbewegungen spielten vor allem während der Trias (Keuper) und der oberen Kreide (Santon) eine große Rolle, (im Zusammenhang mit der Extensionstektonik entstanden *growthfaults* und Halbgräben. Darüber hinaus ist die Trennung der auf dem Salz liegenden Schollen bis zur Bildung von frei beweglichen *Flößen* gegangen (BEST, 1996). Die Entwicklung der Allertal-Struktur hat im Keuper begonnen. Dies kann u.a. aus der lokalen Mächtigkeitszunahme der Keuperstufen abgeleitet werden. Bis zum Mittleren Keuper zeichnet sich nach den vorliegenden Ergebnissen der Reflexionsseismik die Allertal-Struktur noch nicht als lokale Strukturanomalie ab. Bis zum Zeitpunkt der Inversion des Niedersächsischen Beckens (Santon) war die Allertal-Zone Teil des nordwestdeutschen Absenkungsgebiets; erst ab dem Santon fand eine phasenweise Heraushebung des niedersächsischen Beckens statt, die zur Abtragung der tieferen Oberkreide, sowie des oberen Teils des Mesozoikums (Unterkreide bis Jura) führte. Nur im Westteil der Allertal-Salzstruktur sind Sedimente des Mittel- und Oberjura und der höchsten Kreide erhalten geblieben.

Während sich die Allertal-Störungszone nach Nordwesten bis zur Braunschweig-Gifhorn Störungszone und darüber hinaus verfolgen läßt, spaltet sie südlich Morsleben in 3 Störungszonen auf:

- Ummendorfer Störung,
- Hauptgraben-Störung und
- Groß-Rodensieben-Uhrslebener Grabenzug.

Der Abschnitt von der späten Oberkreide bis zum Fröhertär ist eine wichtige Phase der Salzstrukturbildung. Durch Subrosion entstandene Hutgesteine (Siliklastika, Gips, Anhydrit) sind in der Allertal Salzstrukturzone des Subherzynen Beckens maximal 220 m mächtig.

Die tektonischen Bewegungen im Subherzynen Becken stehen in genetischem Zusammenhang mit der Bildung des Niedersächsischen Beckens. Als Folge hiervon entstanden ca. NW-SE streichende Überschiebungen sowie NNE-SSW streichende Störungen mit transversaler Komponente. Diese haben jedoch wenig Einfluß auf das hydrogeologische Modell.

Regionale Bruchsysteme

Das Subherzyne Becken hat die Form einer Schüssel, die in nordwestlicher Richtung tiefer wird. In der Umgebung von Gifhorn und Braunschweig wird das Becken durch NNE-SSW streichende Störungen und Salzstrukturen abgeschnitten.

Die tektonische Aktivität führt zur Entstehung einiger wichtiger Strukturen, die das Subherzyne Becken und das regionale Schichteneinfallen bestimmen:

- NW-SE streichende Salzstrukturen,
- NW-SE streichende Aufschiebungen,
- NW-SE streichende Sättel und Mulden.

4.1.2 Quartärgeologie

Das Subherzyne Becken zeigt keine geschlossene Quartärbedeckung, da pleistozäne Ablagerungen auf den höchstgelegenen Teilen der Festgesteinsblöcke fehlen. Die heutige Landschaft (im mesozoischen Mittelgebirge) stellt ein Akkumulations-/Denudationsrelief glazialer Herkunft dar. Das Basisrelief des Quartärs ist erosiv durch die erste (elsterzeitliche) Vereisung entstanden. Fluviale Ablagerungen des frühen Pleistozäns sind nur an wenigen Stellen vorhanden. Sie sind wahrscheinlich von der elsterzeitlichen glaziären Exaration und glazifluvialen Erosion ausgeräumt worden. Die ältesten Ablagerungen über der erosiven Quartärbasis sind vorwiegend elsterzeitlich. Wie der Tiefenlinienplan der Quartärbasis (Abbildung 4.2) zeigt, findet man die mächtigsten Quartärablagerungen bevorzugt in Subrosionssenken, Hohlformen, Niederungen und alten Tälern. Ihr Vorkommen ist tektonisch geprägt wie in der Allertal-Störungszone und in den Randsenken entlang der Beienrode-Staßfurt Salzantiklinale und weiter am Ascherslebener Sattel.

Daneben ist das Urstromtal im Großen Bruch eine wichtige Erosionsform, die während der Elstereiszeit angelegt wurde. Das Urstromtal ist Zeuge einer randglazialen Entwässerung in westlicher Richtung. Im Verlauf des Mittel- und Spätpleistozäns ist das Festgesteinsrelief weithin von jüngeren Ablagerungen nivelliert worden. Post-elsterzeitliche fluviale Erosion ist relativ unwichtig, weil das Gebiet die Wasserscheide zwischen den Flußsystemen der Weser, der Aller und der Elbe darstellt. Vorkommende fluviale Akkumulationsformen sind kilometerweit ausgedehnte Talflächen, die in höheren Lagen als die holozänen Talflächen vorkommen und die nördlich des Harzes als pleistozäne Schotterflächen (Mittelterrassen und Niederterrassen) bekannt sind. Die ursprünglich zusammenhängende Schotterebene der Mittelterrassen (Entwässerung in westlicher Richtung) ist in einer weiteren Erosionsphase, die nach der Drenthe-Vereisung stattfand, teilweise ausgeräumt und in Einzelflächen zerlegt worden (WEISSERMEL, 1930).

Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden flach oder wellig ausgebildeten Grundmoränenflächen und mehrere Eisrandlagen, die aber nicht sehr ausgeprägt erhalten sind, stellen Akkumulationsformen des Drenthe-Stadiums der Saale-Vereisung dar. Eine weitere Akkumulationsphase wird durch die mehr oder weniger mächtige Lößdecke der Weichselkaltzeit belegt, die oft aufgearbeitet und unzusammenhängend ausgebildet ist. Das Gebiet liegt am Nordrand des Verbreitungsgebietes der mitteleuropäischen Lößvorkommen.

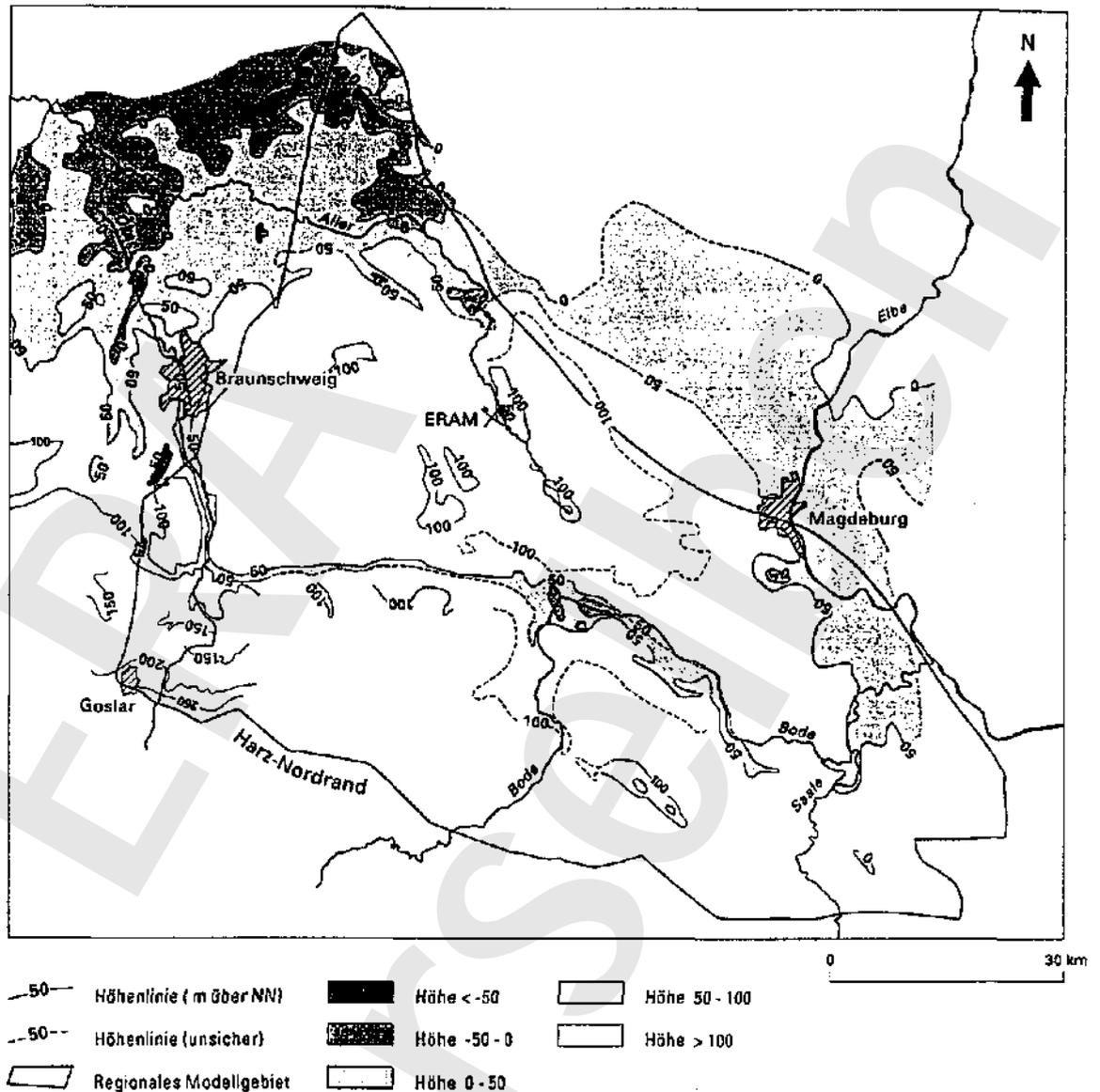


Abbildung 4.2 Höhenlinienkarte der Quartärbasis für das Subherzyna Becken.
 (Bezugsebene: NN; BGR, 1995: Quartärgeologische Übersichtskarte 1:500.000; ZGI: Karte der Tiefenlage der Quartärbasis 1:500.000).

4.2 Paläogeographische und -klimatologische Situation im Quartär

Das Ziel der Paläorekonstruktionen ist, ungeachtet der lückenhaften Stratigraphie und des Mangels an Datierungen, die Chronologie des Klimaverlaufs der Subherzyna Senke im Mittel- und Jung-Pleistozän zu ermitteln und die Paläogeographie der glazialen und interglazialen Bedingungen zu rekonstruieren.

Die Ergebnisse der Rekonstruktionen und der Zeitrahmen werden als Randbedingungen für die supraregionalen und regionalen Grundwassermodellierungen herangezogen. Sie enthalten Einschätzungen der Klimavariablen, wie jährliche Temperatur- und Niederschlagsmittelwerte, dominante Vegetationstypen und Erosionsbasen, die für ein Wasserbilanzmodell bedeutsam sind. Die unterschiedlichen klimatischen und geographischen Bedingungen werden in einzelnen repräsentativen Klimabilder zusammengefaßt.

Geometrie und Eigenschaften der Quartärfolgen wurde anhand der verfügbaren Literatur und den Karten der Subherzynen Senke, welche auf dem Gebiet der Bundesländer Niedersachsen und Sachsen-Anhalt liegt, inventarisiert und überarbeitet. Die wichtigsten Quellen dieser Datenkompilation sind:

- WEISSERMEL (1930), MANIA (1967), MANIA & TOEPFER (1973), EISSMANN (1975, 1994), URBAN et al., (1991), CASPERS et al. (1995), KNOTH (1995);
- Geologische Wanderkarte Braunschweiger Land 1:100.000 (LOOK, 1984), Geologische Karte Sachsen-Anhalt 1:200.000, Blatt 42 Magdeburg und Blatt 52 Halle (GLS, 1992; in Vorb.), Geologische Übersichtskarte Sachsen-Anhalt 1:400.000 (GLS), Quartärgeologische Übersichtskarte Niedersachsen und Bremen 1:500.000 (NLfB, 1995), Quartärbasiskarte DDR 1:500.000 (ZGI).

Daneben werden auch Daten aus unveröffentlichten Berichten des BGR-Archivs benutzt. Besonders wertvolle Informationen liefern die 1:50.000 Lithofazieskarten der ehemaligen DDR (GLS) und einige Bohrungen aus den Subrosionssenken im oberen Allertal.

4.2.1 Quartärstratigraphie und Sedimentfazies

Die klassische Gliederung des Quartärs beruht auf den Klimaänderungen, die in den Sedimenten, ihrem Fossilinhalt und Landschaftsformen zu finden sind. Die terrestrische Stratigraphie und Geschichte, gegründet auf Superposition, Korrelation und Datierung der lokal und regional vorkommenden lithogenetischen, biologischen und morphologischen Einheiten, ist fast immer konstruiert aus mehreren Abschnitten und der Sedimentfazies. Warmzeiten oder Interglaziale sind im allgemeinen von biologischen Klimazeugen abgeleitet, Kaltzeiten oder Glaziale werden hingegen anhand von lithologischen - und strukturellen Klimahinweisen definiert sind. Die (klima-)stratigraphischen Folgen sind in den vergletscherten Gebieten fragmentarisch. Die Gliederung ist sowohl räumlich als auch zeitlich, abhängig von:

- a. Sedimenten die im Zuge weitverbreiteter Klimaereignisse abgelagert wurden,
- b. vereinzelte sedimentologische Ereignisse die Leithorizonte hinterlassen,
- c. Sedimentfazies die lange Zeiten einer (semi-)kontinuierlichen Sedimentation repräsentieren, und
- d. Ablagerungen mit z.B. biostratigraphischen oder warvenchronologischen Datierungsmöglichkeiten oder Möglichkeiten zur absoluten Datierung.

Tabelle 4.1 Gliederung des Quartärs in Mitteldeutschland.
(EISSMANN, 1994: Tabelle 2).

HOLOCENE		<i>Subatlantic Subboreal Atlantic Boreal Preboreal</i>	fluvial gravel and floodplain rich in remains of fossil wood. ¹⁴ C-dating of oaks between 370 and 8700 a BP, limnic (peat) and evaporitic (Klosterbuch, Jena-Pennickental, Magdala) sediments. Widely spread anthropogenic sediments.
WEICHSEL cold stage (Würmian)	Young	Interstadials: <i>Alteröd Bölling Mücheln 2 Mücheln 1 Königsau I Königsau VI Königsau V Königsau IV Königsau III Königsau II Oderade Bemup</i>	a. limnic sediments in basins with stadials and interstadials (Kittlitz, Gröbern, Goldbach, Geiseltal, Königsau); b. Younger or Main Loess complex: at least three loesses divided by palaeosols (e.g. Kösen and Gleina Palaeosols), solifluction and slopewash sediments; c. Lower Terrace gravel and the Younger "Talsande" (fluvial sands) of the Lusatia Urstromtal: ¹⁴ C-dating of peat and mud 20000 up to > 40000 a BP.
	Middle		
	Old (Early)		
EEM warm stage (pollen zone 1-9)			limnic (Kittlitz, Klinge, Schönfeld, Gröbern, Grabschütz, Rabutz, Neumark-Nord), limnic-fluvial (Mühlrose) and evaporitic (Burgstamm, Traubach, Ehringsdorf) sediments; Naumburg-Lommatzsch Palaeosols
SAALE cold stage (Rissian)	Young		younger Saalian river and meltwater sediments. Older "Talsande" (fluvial sands); Lower Middle Terrace gravel (Thuringia); Saalian glaciation with: <i>Fläming phase</i> (younger Saalian tills in Brandenburg-Lusatia area = Warthenian tills) <i>Seyda intervall</i> (longer inland ice retreat) <i>Leipzig (sub-)phase</i> (2 nd Saalian Till, upper and lower bank in Leipzig Lowland) <i>Pommern intervall</i> (short inland ice retreat) <i>Zeitz phase</i> (1 st Saalian Till in Leipzig and Lusatia region, maximum inland ice expansion in Saalian)
	Old (Early)	<i>Delitzsch cold phase Dönnitz-Wacker warm phase Fulda cold phase</i>	Main Terrace complex gravel incl. "Tanziter Fluvialit" in Lusatia; solifluction, slopewash and aeolian sediments. limnic sediments in basins; remains of predominantly cool to cold faunas and floras with at least one interbed of warm elements; Altenburg Palaeosol
HOLSTEIN warm stage (pollen zone 1-7)			limnic (Kieken, Schmerz, Sietzsch, Frefelheide, Wölkau, Wildschütz, Rosendorf), fluvial (<i>Corbicula</i> gravel), evaporitic (Bilzingsleben, Mühlhausen) sediments; palaeosols of Rittmütz, Freyburg, Gotha; presence of man (bones and artifacts)
ELSTER cold stage (Mindelian)	Young		younger Elsterian river and meltwater sediments (Jessen-Prettin-Eyers, part of "Klinger Fluvialit", Krippenhau gravel, Upper Middle Terrace gravel (Thuringia); Elsterian glaciation with: <i>Markranstädt phase</i> (Upper Elsterian Till) <i>Miltitz intervall</i> (large inland ice retreat) <i>Zwickau phase</i> (Lower Elsterian Till, maximum inland ice expansion in Germany)
	Old (Early)		Early Elsterian Terrace gravel s.s., Streumen Elbe river course, Younger "Großschotter" terrace gravel; remains of the cool elements of the Süßenborn fauna; *Mahlis Loess I

Folgende Sedimentfaziesgruppen, die verschiedenen klimabedingten Sequenzen entsprechen, können im allgemeinen unterschieden werden:

- a. Glaziäre Ablagerungen (weitverbreitet, kaltklimatisch, Leithorizonte eines Eisvorschubes) wie Grundmoränen, glazifluviatile (Schmelzwasser) - und glazilimnische Sedimente und Endmoränen.
- b. Fluviatile Ablagerungen (weitverbreitet, belegen kalt- und warmklimatische Bedingungen) wie Sedimente der größeren Flüsse, abgelagert in Talauen und als Terrassen. Sande und Kiese der terrassenartigen Akkumulationsformen sind Zeugen verwilderter Flußsysteme und zeigen häufig kaltklimatische Formen wie kryogene Strukturen.
- c. Limnische Ablagerungen (lokal, semi-kontinuierliche Sedimentation, warm und kaltklimatische Sedimentation, Datierungsmöglichkeiten mittels Pollenanalyse und Paläontologie, u.a. Mollusken, Kieselgur; absolute Altersdatierungen mit ^{14}C - und U/Th-Methoden). See- und Flußsedimente mit organogenen Ablagerungen sind die wichtigsten warmzeitlichen Klimazeugen.
- d. Äolische und weitere subaerische Ablagerungen (weitverbreitet und auch lokal, vorwiegend in Zusammenhang mit periglazialen Klimakonditionen, Datierungsmöglichkeiten mittels Mollusken und Paläosolen) wie Löß und Lößderivate, und deluviale-solifluidale Sedimente (Fließ- und Schwemmerden).
- e. Übrige Ablagerungen (meist lokal, Leithorizonte z.B. vulkanische Aschen, Datierungsmöglichkeiten mittels Paläontologie und Makropflanzen z.B. Travertine oder Isotopenchemie).

Tabelle 4.1 zeigt die stratigraphische Gliederung des Quartärs (in Glazial-/Interglazial Zyklen) für Mitteleuropa mit der Subherzynen Senke (nach EISSMANN, 1994). Vor allem der Saale-Elbe Raum ist ein Typusgebiet für die glazial geprägte Quartärstratigraphie. Die Quartärstratigraphie in der Subherzynen Senke gründet sich auf Fundpunkte mit:

- Wechselfolgen von glaziären Ablagerungen mit limnisch-fluviatilen Interglazialsedimenten,
- Terrassenschottern der südlichen Flüsse und
- Löß- und Schluffdecken, möglicherweise mit Paläosolen.

Die Abfolgen zeigen Beweise für sicher zwei Inlandvereisungen (Elster und Saale) und mehrere Kaltzeiten, die durch Warmzeiten unterbrochen wurden. Wie sich diese Klimaänderungen in den lokalen Sedimentfolgen des oberen Mittel-Pleistozäns und des Ober-Pleistozäns äußern wird im folgenden erläutert.

4.2.2 Chronostratigraphie

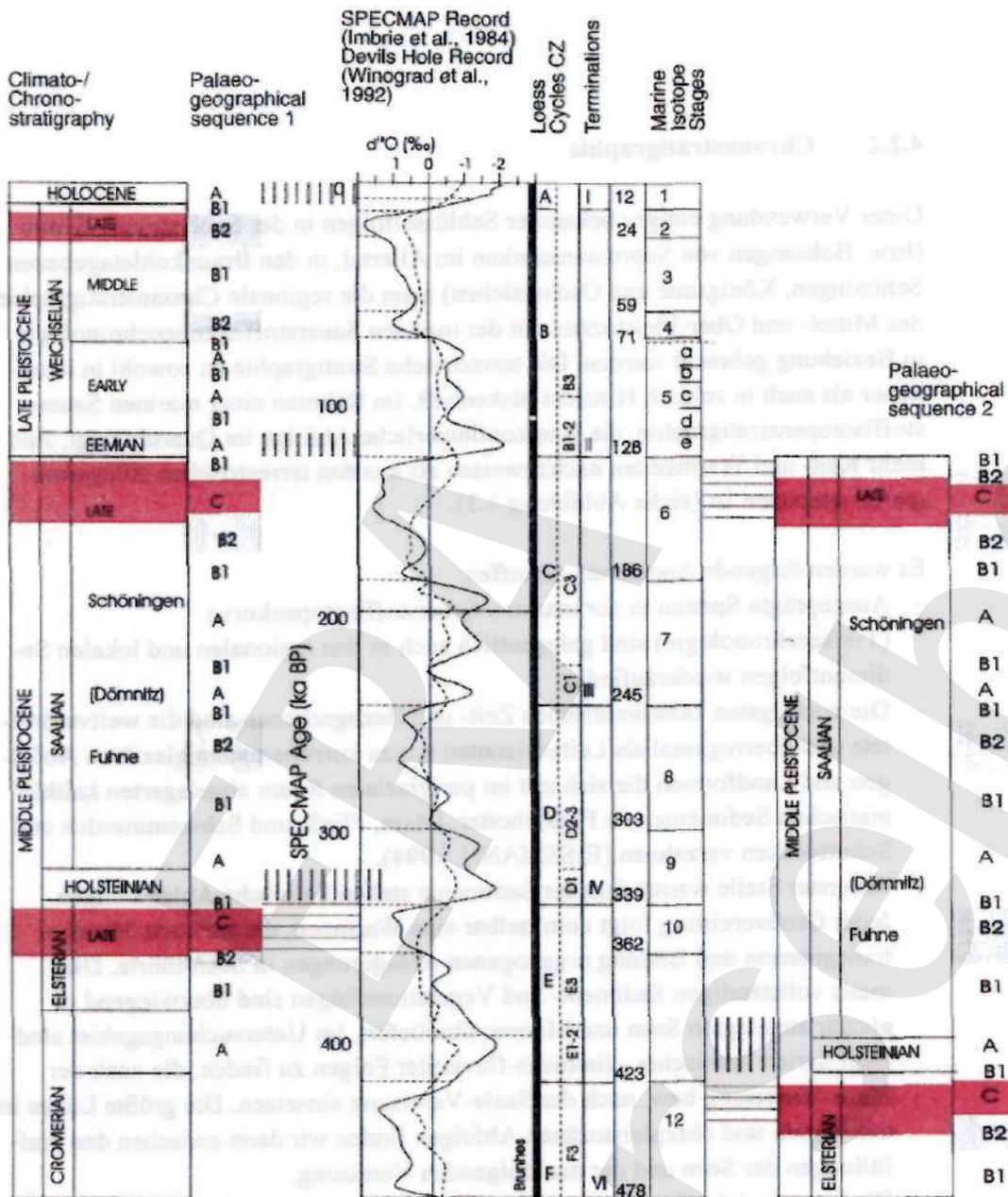
Unter Verwendung einiger bekannter Schlüsselfolgen in der Subherzynen Senke (bzw. Bohrungen von Subrosionssenken im Allertal, in den Braunkohletagebauen Schöningen, Königsau und Oschersleben) kann die regionale Chronostratigraphie des Mittel- und Ober-Pleistozäns mit der marinen Sauerstoffisotopenchronologie in Beziehung gebracht werden. Die terrestrische Stratigraphie ist sowohl in räumlicher als auch in zeitlich Hinsicht lückenhaft. Im Rahmen einer marinen Sauerstoffisotopenstratigraphie, die eine kontinuierliche Abfolge im Quartär zeigt, sind mehr Kalt- und Warmzeiten nachzuweisen als aus den terrestrischen Ablagerungen zu erkennen ist (siehe Abbildung 4.3).

Es werden folgende Annahmen getroffen:

- Ausgeprägte Spitzen in der marinen Sauerstoffisotopenkurve (Tiefseechronologie) sind gelegentlich auch in den regionalen und lokalen Sedimentfolgen wiederzufinden.
- Die wichtigsten kaltklimatischen Zeit- und Bezugsebenen sind die weitverbreitete und überregional als Leithorizonten gut zu korrelierenden glaziären Abfolgen und Landformen die sich mit im periglazialen Raum abgelagerten kaltklimatischen Sedimente wie Flußschotter, Löss, Fließ- und Schwemmerden und Schuttdecken verzahnen (EISSMANN, 1994).
- An erster Stelle warmzeitlicher Sedimente stehen limnische Ablagerungen. Jeder Großvereisung folgt unmittelbar eine Warmzeit, die zur einer Meerestransgression und Bildung organogenen Ablagerungen in Seen führte. Die meist vollständigen Sediment- und Vegetationsfolgen sind überwiegend in glaziär angelegten Seen und Mooren überliefert. Im Untersuchungsgebiet sind zwei Serien limnischer - limnisch-fluviatiler Folgen zu finden, die nach der Elster-Vereisung bzw. nach der Saale-Vereisung einsetzen. Die größte Lücke in den mittel- und oberpleistozänen Abfolgen finden wir dann zwischen den Auffüllungen der Seen und der nachfolgenden Vereisung.
- Die Interglaziale waren Perioden geringer fluviatiler Eintiefung und Denudation. Kaltzeiten sind Abschnitte extensiver Ta 1 Erweiterung und intensiver Schotterakkumulation (EISSMANN, 1994).

An Hand der vielen gut dokumentierten und datierten (z.B. C-Daten) terrestrischen Abfolgen können bislang nur die Eemwarmzeit und die folgenden Weichsel-Interstadiale und -Stadiale zuverlässig in der Tiefseechronologie eingehängt werden (Abbildung 4.3):

- Holozän: Isotopenstufe 1
- Weichsel: Isotopenstufen 2-5d, wobei die boreale Warmzeiten Brörup und Odderade die Isotopenstufen 5a bzw. 5c entsprechen.
- Eem: Isotopenstufe 5e



Climato-/Chronostratigraphy:

- Warm-temperate stage associated with deciduous and mixed forest vegetation
- Glaciation in NW and Central Europe

Palaeogeographical sequence:

- A: warm-temperate climate conditions: no ice sheet, no permafrost
- B: cold climate conditions, ice sheet in Fennoscandia: 1) discontinuous permafrost, 2) continuous permafrost
- C: cold climate conditions, ice sheet advance into NW Europe:

Abbildung 4.3 Schematisierte Gliederung des jüngeren Mittel-Pleistozäns und Spät-Pleistozäns. (Norddeutsches Tiefland und Subherzynes Becken: chronologischer Einstufung; Interpretation NITG-TNO).

Der Ablauf der letzten (weichselzeitlichen) Kaltzeit bis ca. 50.000 Jahre vor heute ist mit Hilfe von ^{14}C -Datierungen gut dokumentiert. Auch der post-Saalezeitliche Abschnitt ist durch mehrere limnisch-fluviatile und äolische Abfolgen relativ gut belegt (siehe Ascherslebener See).

Unsicher ist aber, wieviel Zeit zwischen der Elster- und Saaleeiszeiten liegt. Die chronostratigraphische Einstufung wird seit langer Zeit diskutiert. Für die Einstufung der Etsterzeit und der nachfolgenden Holsteinwarmzeit sind die belegten warm klimatischen Perioden entscheidend.

Für die jüngere mittelpleistozänen Abfolge gibt es mehrere Optionen (Abbildung 4.3):

- Saale (Drenthe und Warthe): Isotopenstufe 6
- Dömnitz: Isotopenstufe 7 oder 9
- Fuhne: Isotopenstufe 8 oder 10
- Holstein: Isotopenstufe 7,9 oder 11
- Elster: Isotopenstufe 10 oder 12

Abbildung 4.3 zeigt, daß die nicht glazialen Bedingungen zeitlich dominieren. Meistenteils sind Permafrostbedingungen (BI,2) vorherrschend. Die warm-gemäßigten Klimate der Interglaziale (AI) werden durch relativ kurzfristige Zeitabschnitte angezeigt, die maximal 10.000 bis 15.000 Jahren andauern.

4.2.3 Repräsentative Klimabilder für das Mittel- und Spät-Pleistozän

Für die Aufstellung einer indikativen Klimasequenz auf Grund der obengenannten litho- und biostratigraphischen Elemente können für das Untersuchungsgebiet folgende Klimabilder mit entsprechenden paläogeographischen Situationen gefolgert und unterschieden werden (Abbildung 4.4):

- A. Warmklimatische Bedingungen
 - AI warm-gemäßigt
 - A2 boreal

- B. Kaltklimatische, periglaziale Bedingungen
 - B1 mit diskontinuierlichem Permafrost
 - B2 mit kontinuierlichem Permafrost

- C. Kaltklimatische, glaziale Bedingungen
 - C1 subglaziale Situation
 - C2 randglaziale Situation

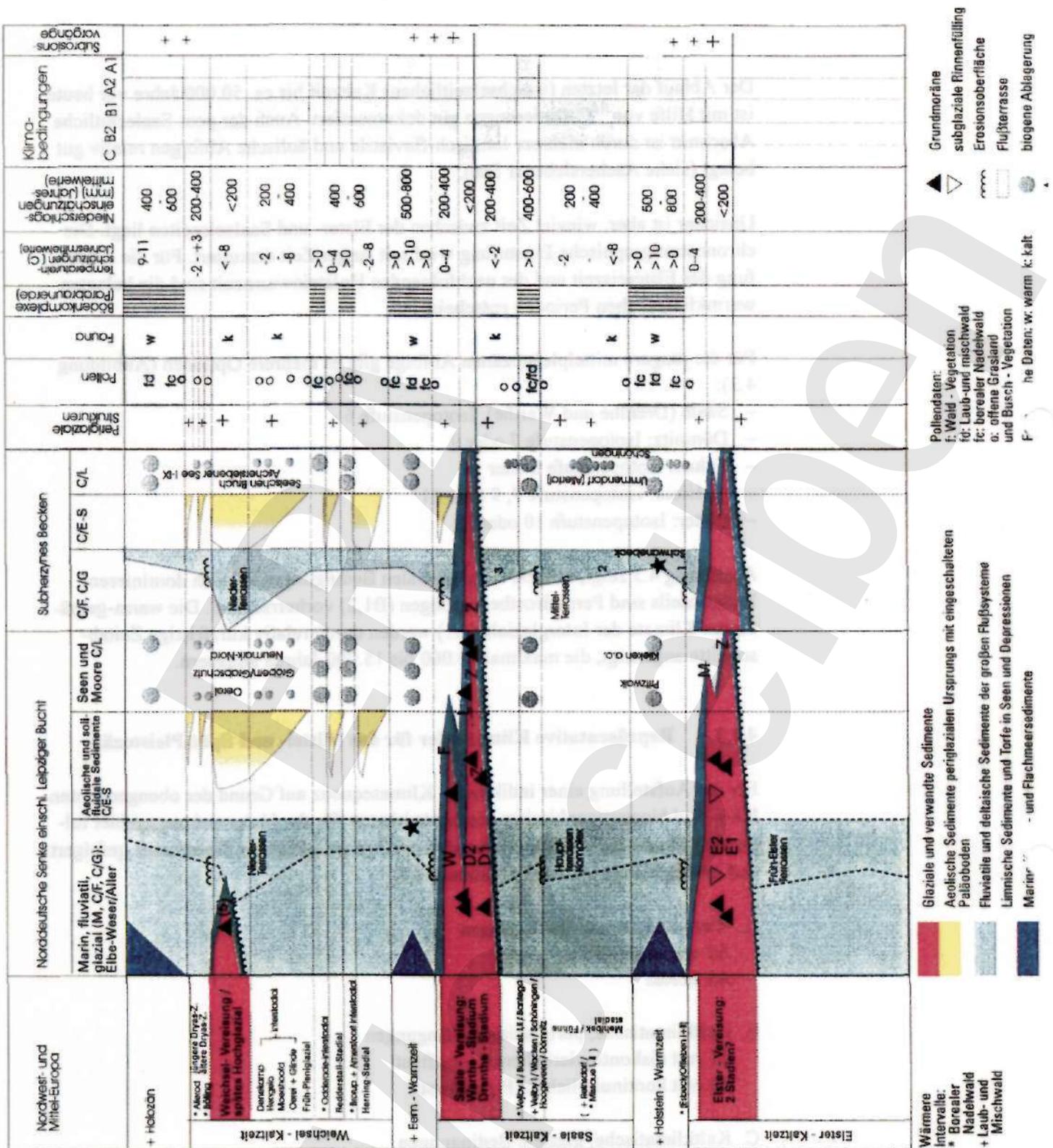


Abbildung 4.4 Schematisierte Gliederung des jüngeren Mittel-Pleistozäns und Spät-Pleistozäns im norddeutschen Tiefland und Subherzyna Becken mit indizierender Klimasequenz.

A. Warmklimatische Bedingungen

Als Warmzeiten werden Klimaabschnitte bezeichnet, in denen sich (ähnlich wie heute) wärmeliebende Laubwälder in Mitteleuropa ausbreiten konnten. Sie erfordern warm-gemäßigte und feuchte Bedingungen: jährliche Temperaturmittelwerte $> 5\text{ °C}$, Juli-Temperaturmittelwert $> 15\text{ °C}$. Für Nadelwälder reichen boreale Klimabedingungen aus: Jährliche Temperaturmittelwerte $> -2\text{ °C}$, Juli-Temperaturmittelwerte $> 10\text{ °C}$. Die jährlichen Niederschlagsmittelwerte liegen über 500 mm.

Die aussagekräftigsten Methoden zur Untersuchung der warmen Klimaschwankungen sind Pollenanalyse und Jahresschichtenzählungen an (organogenen) Seeablagerungen. Die Ablagerungen von Seen und Mooren gestatten es, die Entwicklungsgeschichte verschiedener Abschnitte des Pleistozäns lückenlos zu verfolgen (FRENZEL, 1967). Die ümnischen Sedimentfolgen sind überwiegend an Restseen, eiszeitlichen Wannern, Rinnen und Hohlformen gebunden. Damit stellen sie eine unmittelbare Verbindung zu vorausgegangenen Eiszeiten, z.B. Elster und Saale, her. Diese Hohlformen, mehrerer Genesen, erhielten sich als Sedimentfallen über die folgenden Warmzeiten.

Daneben sind die häufig in Seeablagerungen nachgewiesenen Faunenfunde (Mollusken, Diatomeen, Groß- und Kleinsäuger) wertvolle Indikatoren zur Detailierung des Klimaverlaufs. Weitere warmklimatische Indikatoren sind Flußablagerungen (Auelehme), Travertin und bestimmte Bodenformen (Parabraunerden) in den Sedimentfolgen.

Warmzeitliche Schichtenfolgen des *Holsteins* sind in mehreren Vorkommen als limnische Ablagerungen ausgebildet, bevorzugt in Becken über elsterkaltzeitlich angelegten Rinnen und Subrosionssenken. Sie sind bis zu 20 m mächtig und setzen sich aus Seekreiden, Kalkmudden, Diatomeemudden, Tonmudden, Schluffen und Torfen auf (KNOTH, 1995).

Bei Klieken (Sachsen-Anhalt/Leipziger Bucht) führen einige Vorkommen die nahezu vollständige Pollensequenz der Holsteinwarmzeit (nach der Typus-Region Schleswig-Holstein, wo die Klimaentwicklung recht gut bekannt ist). Im Oberen Allertal finden sich holsteinzeitliche Sedimentfolgen in einigen Subrosionssenken, die markanteste in der Nähe von Ummendorf (SCHMIERER, 1914). Das Holstein-Profil besteht hier aus einer Wechselfolge von Tonmudden, Schluffen und einzelnen Torfmudden zwischen zwei Grundmoränen. Datierungen erfolgten anhand von Pollen und Diatomeen (BGR, 1997). Die limnischen Ablagerungen bei Schöningen repräsentieren nur den letzten Teil der Holsteinwarmzeit (URBAN, 1995).

Böden aus der Holsteinwarmzeit befinden sich in der Nähe von Rittmitz (FUHRMANN, 1976) und in der Umgebung von Altenburg. Sehr wahrscheinlich

holsteinzeitlich ist der berühmte Travertinkomplex von Bilzingsleben (MANIA, 1993). In der Umgebung von Schwanebeck und Osterode wurden holsteinische Kalktuffe mit Mollusken gefunden, die von Mittelterrassen überlagert werden (WEISSERMEL, 1930).

In den glazial geprägten Gebieten Mitteldeutschlands wurden an mehreren Stellen über den holsteinzeitliche Seeablagerungen Hinweise für eine weitere Warmzeit gefunden, die der Saaleeisbedeckung voranging: die *Dömnitz- oder Wackenwarmzeit*. Auch im Ummendorfer Profil kommen, getrennt von Sandmudden und Schwemmlössen der Fuhne-Kaltphase, Mudden vor, die nach Pollenanalysen identisch mit der Dömnitzwarmzeit sind. Hinweise für zwei warmzeitliche Klimabedingungen zwischen den Elster- und Saalevereisungen spiegeln sich auch im Komplex der Mitteleterrassen der Harzflüsse (KNOTH, 1964) und in Lößprofilen (u.a. Parabraunerden des Freyburger Bodenkomplexes: MANIA & ALTERMANN, 1970), wider.

Im Tagebau Schöningen wurden von URBAN (1995) drei Warmzeiten (Holstein, Reinsdorf und Schöningen/Dömnitz) und mehrere Interstadiale pollenanalytisch belegt. Die Pollensequenzen zeigen aber nur Teile dieser Warmzeiten. Weil die limnischen Folgen mit mehreren Verlandungsphasen sich in rinnenartigen Becken befinden, die sich lateral überdecken, ist ihre stratigraphische Position nicht eindeutig gesichert.

Eemwannzeitliche limnische Ablagerungen und Torfe sind auf nur wenige Vorkommen beschränkt und wie die holsteinwarmzeitlichen Ablagerungen meistens an glaziär angelegte Depressionen (i.e. der Saalevereisung) und Subrosionssenken gebunden. Die überregional herausragenden Eem-Weichsel-Sequenzen in einem über einer Subrosionssenke entstandenem Seebecken (Ascherslebener See bei Königsau: MANIA, 1967; MANIA & TOEPFER, 1973) sind eine Schlüsselfolge für den Klimaverlauf in der Subherzynen Senke. Der Sedimentationsablauf zeigt acht bis zehn klimatisch initiierte Zyklen, die mit warm-gemäßigten Ablagerungen des Eem (1a1) beginnen und mehrere boreale Interstadiale (Brörup Ia2, Odderade Ib) der frühen Weichselkaltzeit vertreten. Letztere sind auch als Humushorizonte und Verbraunungshorizonte in Lößprofilen nachgewiesen worden (KUNERT & ALTERMANN, 1965). Weitere Schlüsselfolgen in der weiteren Umgebung sind die durch autoplastische Braunkohlenverdrängung entstandenen Becken bei Grobem (LITT, 1990; 1994) und Neumark-Nord (MANIA et al., 1990; MANIA, 1992).

Für den Klimaablauf im oberen Allertal ist das große, pollenanalytisch gesicherte Eemvorkommen des Seeischen Bruchs bedeutsam (STRAHL, 1997). Lockertravertin ist in der Nähe von Schöningen zu finden (URBAN et al., 1988). Böden kommen in der Umgebung von Lommatsch und Naumburg vor.

Als repräsentative Randbedingungen für den Kiimaabschnitt AI können die heutigen (Holozäne) Temperatur- und Niederschlagswerte im Untersuchungsgebiet dienen. Für die kühlere Variante A2 können Klimadaten des Alleröd-Interstadials im Ascherslebener See (MANIA & TOEPFER, 1973) herangezogen werden.

B. Periglaziale Bedingungen

Kaltklimatische Indikatoren sind in erster Linie an Sedimente und Strukturen gebunden. Außerhalb der Eisbedeckung sind die in mehreren Phasen entstandenen Lößablagerungen, Fließ- und Schwemmerden (einschließlich Schuttdecken) und die aufgeschütteten Fluß- und Mischschotter die wichtigsten kaltklimatischen Sedimente.

Lößfolgen sind die wichtigsten lithostratigraphischen Leithorizonte im periglazialen Raum Europas. Diese Periglazialsedimente enthalten oft mehrere Phasen von kryogenen Deformationsstrukturen und als biologische Kaltklimamarken Mollusken und Relikte von Großsäugern. Die zahlreichen Frostmarken (Pseudomorphosen wie Kryoturbationen bzw. Auffüllungsstrukturen von Eiskeilen und Pingos) sind abiotische Kaltklimazeugen der Permafrostbedingungen. Die Permafrostrelikte deuten auf eine mittlere Jahrestemperatur der bodennahen Luft unter -2 °C (- Klimabild B1 mit diskontinuierlichem Permafrost). Belege von kontinuierlichem Permafrost (Klimabild B2) sind Eiskeilnetze und -polygone, die nur dann gebildet werden, wenn die Temperatur der Frostbodenoberfläche auf mindestens -8 °C abgesunken ist.

Die erwähnten kryogenen Strukturen treten an der Oberfläche auf. Sie geben keinen Hinweis auf die Mächtigkeit des Permafrosts. Dieser bildet hydrogeologisch einen Grundwasserhemmer. Schätzungen vom Saale-Elbegebiet, aus den als kryogene Strukturen erkannten Mollisoldiapieren der Braunkohle, suggerieren eine Permafrostmächtigkeit von über 50 m während des frühen bis hohen Weichselglazials (EISSMANN, 1981; 1994).

Hinweise für periglaziale Bedingungen im *Saalefrühglazial*, d.h. dem Zeitraum zwischen der ausgehenden Holsteinwarmzeit und der Saaleeisbedeckung, sind durch Feinsand und Schluff in Becken, mehrphasig akkumulierte Flußschotter, Löß und Fließerden mit Frostmarken belegt. Während dieser Zeit entstanden nördlich des Harz die Mittelterrassen, die zwischen den Grundmoränen der Saale- bzw. Eistereiszeit eingestuft werden (WEISSERMEL, 1930). Die Aufschotterung der Mittelterrassen verlief in drei kaltklimatischen Phasen (KNOTH, 1964), die von extensiver Talerweiterung und intensiver Schotterakkumulation gekennzeichnet werden:

- | | |
|---|-------------------|
| - Dömnitzwarmzeit bis frühe Saalekaltzeit | 3. Mittelterrasse |
| - Fuhnekaltphase | 2. Mittelterrasse |
| - Elsterkaltzeit bis frühe Holsteinwarmzeit | 1. Mittelterrasse |

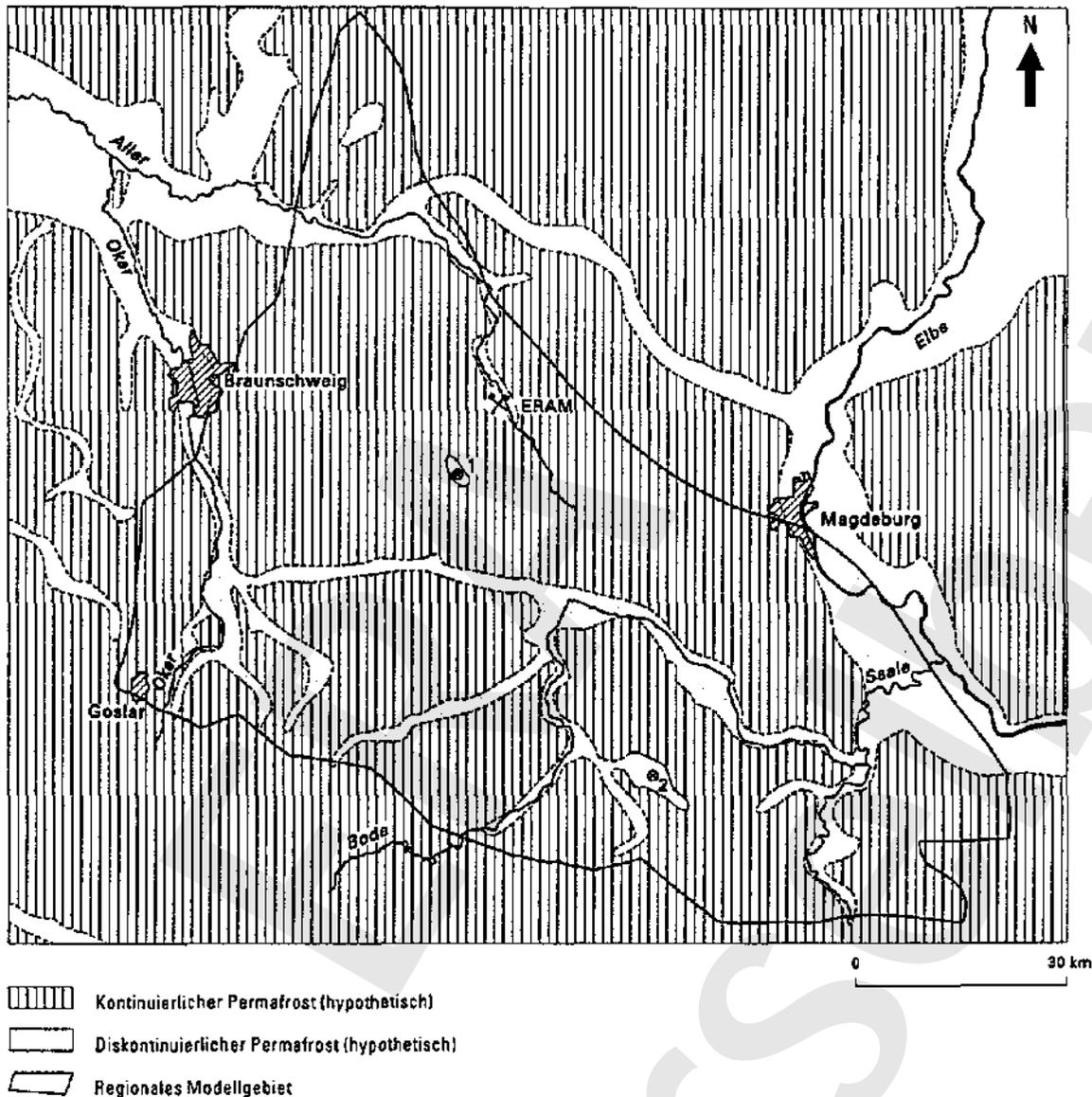


Abbildung 4,5 Hypothetische paläogeographische Situation zum Klimabild B.
(Kaltklimatische Bedingungen mit kontinuierlichem Permafrost außerhalb
der Talauen zur Weichselkaltzeit; 1 Schöningen; 2 Ascherslebener See.

Während der *Weichselkaltzeit* lag das Untersuchungsgebiet im Periglazialbereich. Das Gebiet lag aber zur Zeit des Hochglazials nicht mehr als 100 km vom Eisrand entfernt. Im Nordharzvorland bildeten sich deluvial-solifluidale Ablagerungen, Schwemmlösser und während des Kältemaximums Fluglöss. Die Schotterkörper, die im Früh- bis Hochglazial aufgeschüttet wurden, bilden die Niederterrasse. Ihre Entstehung verlief mehrphasig, was durch mehrere Generationen von Kryoturba­tionen und Eiskeilpseudomorphosen belegt wird. Letztere sind im Sedimentationsablauf des Ascherslebener Sees ganz detailliert nachzuweisen. Wechselweise kommen im Ascherslebener See-Profil Tonmudden und Torfe vor, die nach Pol-

lenanalyse auf Phasen mit Steppen- bis Tundrabedingungen, abhängig von Temperatur und Feuchtigkeit, hinweisen (MANIA, 1967; MANIA & TOEPFER, 1973). Für die paläogeographische Situation in Abbildung 4.5 des Klimaabschnitts B1 wurde eine weichselzeitliche Situation als repräsentativ angenommen.

C. Glaziale Bedingungen

Zeugen der Vergletscherungen im Untersuchungsgebiet sind glaziäre Sedimente und morphologische Bildungen, wie Eisrandlagen und Urstromtäler. Im (Leipziger) Tiefland, östlich des Untersuchungsgebietes, können zwei glaziäre Stockwerke großflächig verfolgt werden (EISSMANN, 1975), die der Elster- bzw. der Saalevereisung entsprechen. Innerhalb dieser Stockwerke sind häufig noch zwei oder drei glaziäre Sedimentationsserien oder -zyklen nachweisbar. Die entsprechenden Glaziärfolgen beginnen in der Regel mit Vorschüttchottern und/oder (Vorschütt-)bändertonen, gefolgt von Grundmoränen, die subglazial abgelagert sind, sowie Rückzugsbildungen aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen (Nachschüttchotter) und glazilimnischen Sedimenten. Die glazifluviatilen und glazilimnischen Ablagerungen sind meistens an Stagnations- bzw. Oszillationsphasen des Eisrandes geknüpft und oft mit Endmoränenbildung gekoppelt. Ähnliche flächenhafte glaziäre Ausbildungen kommen im norddeutschen Tiefland vor, die weiter nördlich noch von den glaziären Bildungen der jüngeren Weichsel vereisung überlagert werden (MEYER, 1987; CASPERS et al. 1995).

Das Vorkommen der *elsterzeitlichen* Ablagerungen in der Subherzynen Senke ist im wesentlichen auf Niederungen und Hohlformen oberhalb und entlang der Salzsattel Allertal, Offleben, Oschersleben-Staßfurt und Aschersleben beschränkt. Sie treten aber auch zum Teil auf Hochflächen, wie z.B. der Weferlinger Triasplatte auf (BGR, 1998b). Im allgemeinen sind zwei Grundmoränen, sowie glazifluviatile und glazilimnische Sedimente nachweisbar. Diese Ablagerungen werden fast überall von jüngeren Sedimenten überlagert. Endmoränen sind nicht bekannt. Fluvial-glazifluviatile Vorschüttchotter und glazilimnische Bildungen sind aus der Umgebung von Schöningen (URBAN et al., 1991), dem Ascherslebener See (MANIA, 1967) und aus einer Bohrung im oberen Allertal bekannt (BGR, 1998b). Die Abflußverhältnisse vor dem Inlandeis weisen auf eine Entwässerung nach Süden in das Große Bruch (und dann weiter westlich), wo die erosive Talbasis auf ca. 50 m über NN liegt. Es ist gefüllt mit maximal 20 m elsterzeitliche Sande und Kiese.

In der Leipziger Bucht können drei vollständige *saalezeitliche*, glaziäre Sedimentationszyklen nachgewiesen werden (EISSMANN, 1975). Die erste Sedimentationsserie entspricht der Zeitzer Phase (= Drenthe-1 Stadium in Niedersachsen), während der das Saale-Inlandeis seine maximale Ausdehnung erreichte. Die zweite Sedimentationsserie gehört zur Leipziger (Sub-)Phase der Saaleeiszeit

(mögliches Äquivalent zum Drenthe-2 Stadium) und die dritte Sedimentationsserie zur Flämingphase (Warthe-Stadium).

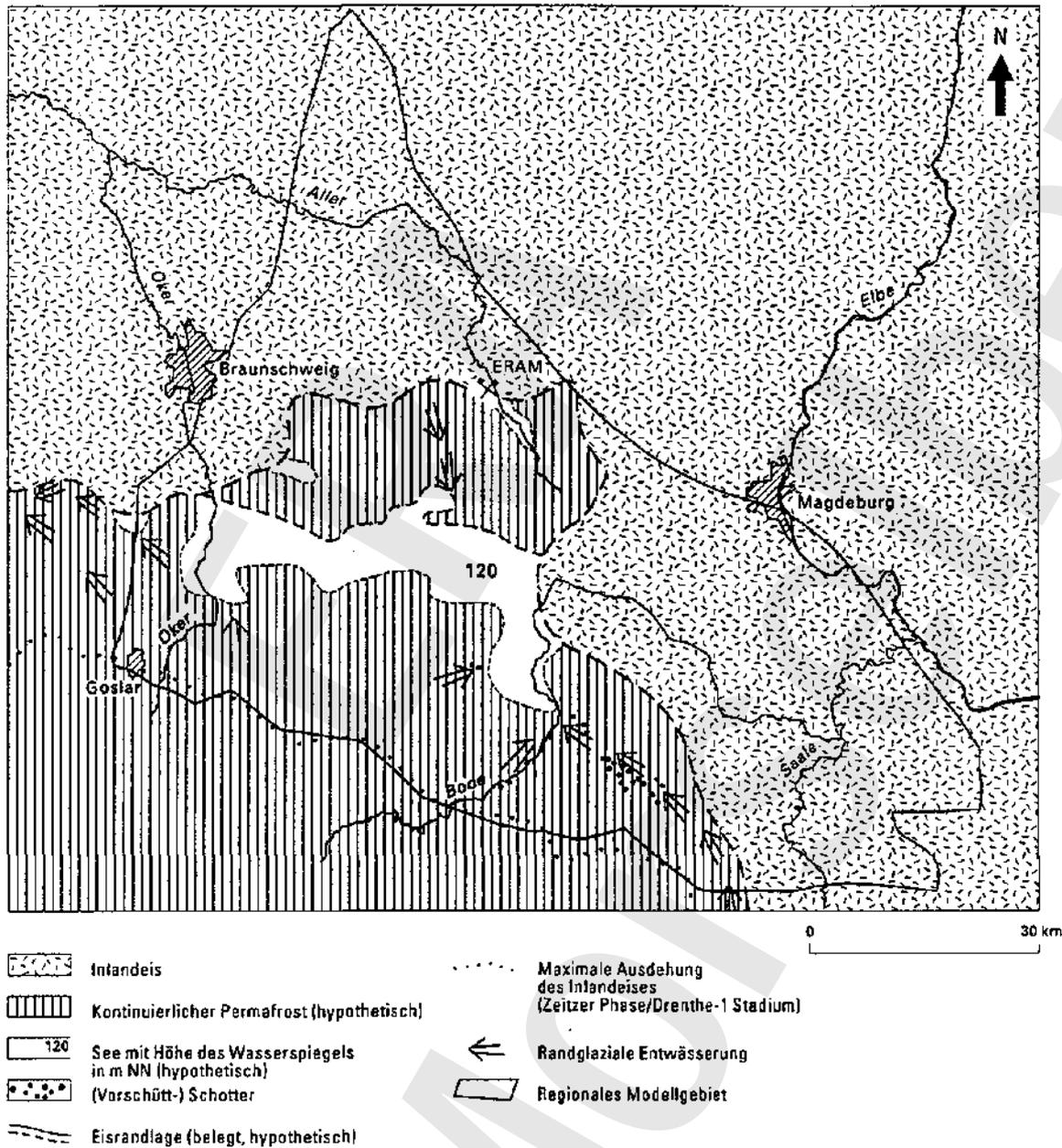


Abbildung 4.6 Teilweise hypothetische Rekonstruktion einer paläogeographischen Situation zum Klimabild C2a. (Randglaziale Bedingungen vor dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung; Zeitzer Phase).

Die Subherzyne Senke ist nur einmal vom Saale-Inlandeis bedeckt gewesen, und zwar während des Zeitzer/Drenthe (1) Stadiums. Zum Verlauf dieses Prozesses ist nur wenig bekannt. In Schöningen und Aschersleben stehen Vorschüttscotter an, die von Grundmoränen überdeckt werden. Auch die zeitäquivalenten Sande und Kiese der Mittelterrassen sind von Grundmoränen überdeckt. Die Existenz mehrerer z.T. auch glazialtektonisch deformierter Eisrandlagen (Stauchmoränen) wird vermutet.

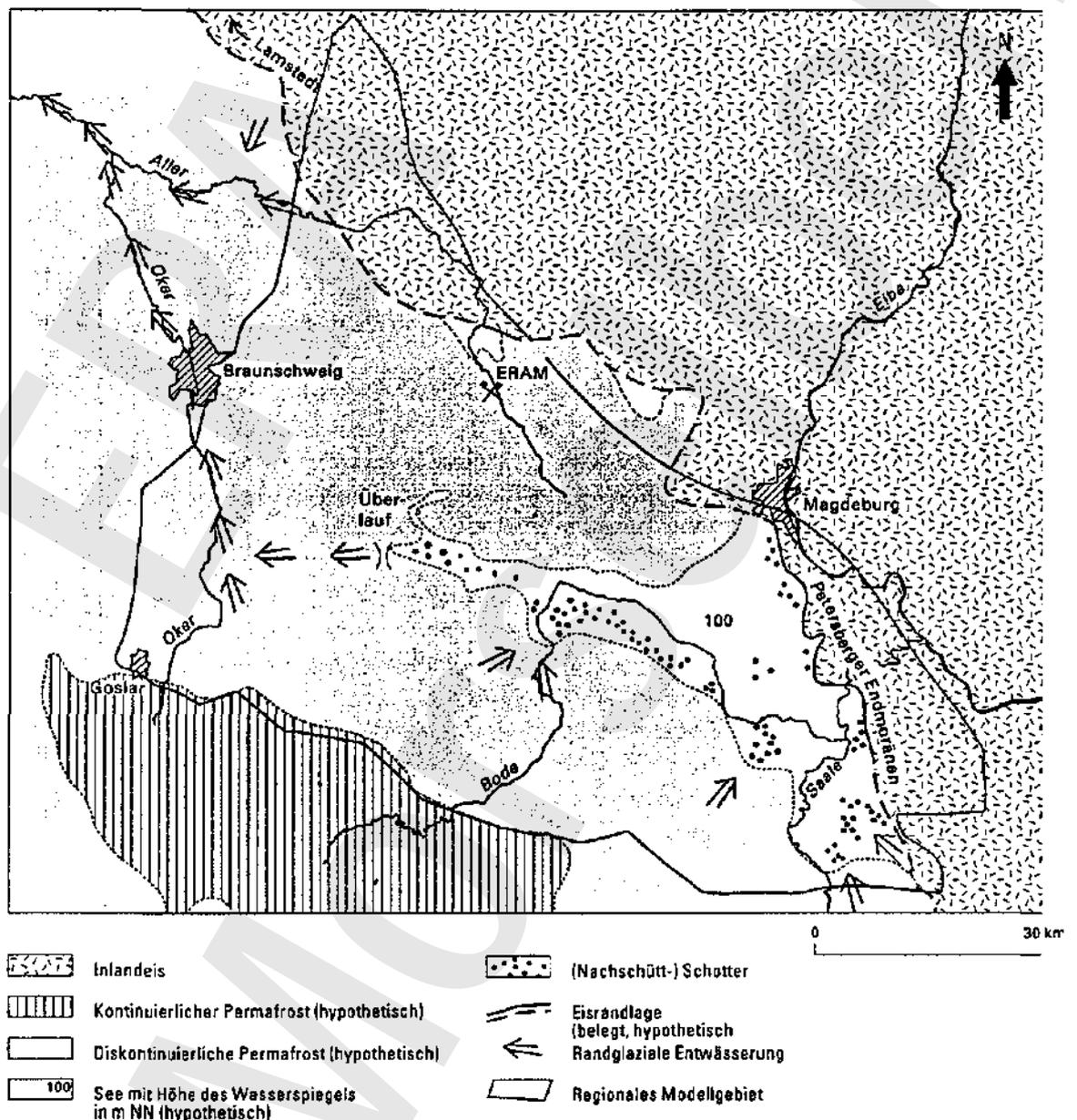


Abbildung 4.7 Teilweise hypothetische Rekonstruktion einer paläogeographischen Situation zum Klimabild C2b. (Randglaziale Bedingungen nach dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung: Zeitzer Phase, Leipziger Subphase).

Während der Saale-Deglaziation der Leipziger (Sub-)Phase (Drenthe 2) liegt das Inlandeis noch in der Leipziger Bucht. Zu dieser Zeit werden auch die Petersberger Moränen gerechnet, die sich zwischen Magdeburg und Halle (Saale) ausdehnen. Niedersachsen war teilweise schon eisfrei. Das proglaziale Schmelzwasser entwässerte weiter über das Große Bruch. Der Eisrand des Warthe Stadiums befand sich unmittelbar nördlich des Flechtinger Höhenzugs. Das Schmelzwasser entwässerte vom Elbe-Aller Urstromtal nach Westen.

Die wichtigsten hydrodynamischen Vorgänge im Untersuchungsgebiet fanden während der glazialen Klimabedingungen C statt, die durch eine hohe Erosionsbasis, erhöhte Grundwasserpotentiale und Schmelzwasserzufuhr gekennzeichnet war. Man kann subglaziale und randglaziale Fazien (C1 bzw. C2) unterscheiden. Die Abbildungen 4.6 und 4.7 zeigen zwei randglaziale paläogeographische Situationen, die als Grundlage für die Grundwassermodellierung unter glazialen Bedingungen benutzt werden. Beide Abbildungen sind abgeleitet von saaleiszeitlichen Befunden, sind aber trotzdem hypothetisch. Abbildung 4.6 stellt eine randglaziale Situation vor dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung und Abbildung 4.7 eine randglaziale Situation nach dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung dar.

Weil das Harzvorland (die Subherzyne Senke) höher als das norddeutsche Tiefland liegt, fließt das Inlandeis lobenartig vermutlich erst in die Leipziger Tieflandsbucht und dehnt sich dann von (Nord)osten her in das Untersuchungsgebiet bis an den Harzrand aus. Die maximale Ausbreitung des Eises wird von Geschiebemergelvorkommen und der sogenannten Feuersteinlinie belegt.

Die Entwässerung (einschließlich Eisstauseen) wird beim Vorrücken des Inlandeises immer mehr in südliche Richtung gedrängt. Die Seen der Leipziger Bucht entwässern in westliche Richtung, u.a. durch das Urstromtal des Großen Bruchs in der noch eisfreien Subherzyne Senke (Abbildung 4.6). Dann, bei maximaler Eisausdehnung, zerfällt das Eis und beim Abschmelzen werden wiederum große Mengen Schmelzwasser freigesetzt. Während kleinerer Oszillationen folgen Aushöhlung und Aufschüttung. Von dieser Situation ausgehend wurde die paläogeographische Situation in Abbildung 4.7 rekonstruiert.

4.3 Hydrogeologische Situation

Die klimagesteuerten Grundwasserströmungsbedingungen auf kontinentaler Ebene und die hydrogeologischen Eigenschaften des Untergrundes bestimmen die langfristige Subrosion am Standort ERAM. Diese beiden Aspekte machen es notwendig, für die Bestimmung des Ausmaßes der Subrosion am Standort einer abgestuften Herangehensweise zu folgen. Als Ausgangspunkt werden die rekonstruierten Klimabedingungen benutzt, die repräsentativ sind für glaziale Verhältnisse im Quartär.

Vereisung als treibende Kraft für das Grundwassersystem spielt sich auf kontinentaler Ebene ab. Während eines glazialen Maximums kann sich eine Eiskappe bis Norddeutschland ausbreiten und eine Mächtigkeit von 2000 m erreichen. Neben der Belastung des Kornskelettes und der aufgrund der Konsolidation entstehenden Strömung, generiert eine so mächtige und weit verbreitete Eiskappe einen Schmelzwasserfluß. Ein Teil dieses Schmelzwassers strömt durch subglaziale Schmelzwasserrinnen ab. Ein anderer Teil infiltriert. Unter einer ausgedehnten Inlandeisbedeckung kann der Grundwasserdruck stark erhöht sein. Am Fuß des Gletschers befindet sich eine Zone, in der Permafrost eine Mächtigkeit von mehr als 50 m erreichen kann. Als Folge des erhöhten Druckes und der Reduktion der Durchlaßkapazität des Aquifers nehmen die Grundwassergeschwindigkeiten um einen Faktor 10 bis 100 zu (VAN WEERT et al., 1997). In Exfiltrations-Zonen gibt es keinen Permafrost und es entsteht eine starke, nach oben gerichtete Grundwasserströmungskomponente. Das Ergebnis ist eine Erhöhung der Grundwasserbewegung am Rande einer Inlandeisbedeckung und lokale Exfiltration entlang des Gletscherfußes.

Der Einfluß der Vereisung auf die Grundwasserströmung ist nur deduktiv von quartärgeologischen und geomorphologischen Kennzeichen abzuleiten. Diese Informationen sagen jedoch nichts über den Einfluß des Klimas auf die Größe der Grundwasserbewegung. Daher ist es nötig, Berechnungen bezüglich des Zusammenhangs zwischen Vereisung und Grundwasserströmung durchzuführen, und von diesen Berechnungen ausgehend die Variation der Grundwasserbewegung als Folge der Eisbedeckung abzuleiten. Diese integrale Herangehensweise ist ausschließlich geeignet für eine Analyse auf kontinentaler oder supraregionaler Ebene. Da für eine Sicherheitsanalyse für das Endlager Morsleben eine Aussage über das Ausmaß von Subrosion während einer Vereisung und Deglaziation gemacht werden soll, ist es nötig, die supraregionale Analyse auf ein lokales Niveau zu verfeinern. Bei der Analyse für das Endlager Morsleben wird über die Kopplung von 3 Modellen auf supraregionaler, regionaler und lokaler Ebene auf die lokale Grundwasserströmungssituation und die Subrosion fokussiert. In Tabelle 4.2 sind die wichtigsten Ausgangspunkte der Modellparameter zusammengefaßt, die für eine abgestufte Methode wichtig sind.

Die Ergebnisse des supraregionalen Grundwassermodells für drei verschiedene Klimabilder, die aus quartärgeologischen Daten für das Gebiet um Morsleben rekonstruiert werden können (C2a, C1 und C2b in Tabelle 4.3) werden als Voraussetzungen für ein regionales 3D-Grundwasserströmungsmodell angenommen, welches das Gebiet der Subherzynen Senke umfaßt. Das regionale Modell liefert die Voraussetzungen für die sechs verschiedenen Klimabilder im lokalen Modell (Tabelle 4.3). Das lokale Modell ist ein numerisches Modell, in dem die Grundwasserströmung unter stark variierender Dichte simuliert wird und gleichzeitig das Ausmaß der Subrosion berechnet werden kann. Das Subrosionsmodell und die zu diesem Modell gehörigen Resultate werden im nächsten Kapitel präsentiert.

Tabelle 4.2 Modellaspekte Subrosion ERAM.

Größenordnung	Supraregionales Modell	Regionales Modell	Lokales Modell
Gebiet	NW-Europa	100* 100 km	4 km
Modellname	AQ-FEM	METROPOL	METROPOL
Modelltyp	FEM-vertikal integrierte Grundwasserströmung	FEM - 3D Grundwasserströmung	FEM -2D Grundwasserströmung
Anzahl hydrogeologischer Einheiten	3	11	24
Dichteabhängigkeit	konstante Dichte (Süßwasser)	konstante Dichte (Süßwasser)	variable Dichte
Zeitabhängigkeit	stationär	stationär	nicht stationär

Für die Berechnung des Einflusses der glazialen Klimabedingungen auf das Ausmaß der Subrosion am Standort ERAM werden die Klimabedingungen beibehalten, die im Abschnitt 4.2 festgelegt wurden. Die Klimabedingungen gelten für einen bestimmten Zeitraum. Die Bedingungen verändern sich während dieses Zeitraums nicht. Obwohl dies in der Realität nicht so ist, reicht diese Annahme aus, um den Einfluß von glazialen Klimabedingungen auf den Subrosionsprozeß abzuschätzen. Es kann jedenfalls vorausgesetzt werden, daß die Klimabedingungen für den gegebenen Zeitraum repräsentativ sind und daß eine Veränderung der Bedingungen im Subrosionsprozeß Effekte 2. Ordnung verursacht. In Tabelle 4.3 sind die verschiedenen Klimabedingungen, die als Ausgangspunkt für die Modellierung genommen wurden, angegeben.

Tabelle 4.3 Charakterisierung der verschiedenen Klimabilder und ihre Dauer.

	Klimabedingungen	Dauer
Klimabild A	Warmzeit/Ist-Zustand	bis die stationäre Endphase erreicht ist
Klimabild B2	kaltklimatische Bedingungen mit kontinuierlichem Permafrost außerhalb der Talauen	37.000 Jahre
Klimabild C2a	randglaziale Bedingungen vor dem Höhepunkt der Vereisung mit kontinuierlichem Permafrost u. Stauseen	5.000 Jahre
Klimabild C1	glaziale Bedingungen	5.000 Jahre
Klimabild C2b	randglaziale Bedingungen nach dem Höhepunkt der Vereisung mit diskontinuierlichem Permafrost und Stauseen	5.000 Jahre
Klimabild B1	kaltklimatische Bedingungen mit diskontinuierlichem Permafrost	10.000 Jahre

4.3.1 Supraregionale Grundwasserströmung

Eine detaillierte Beschreibung des supraregionalen Modells befindet sich bei VAN WEERT & LEIJNSE (1996). Die Grundwasserströmung im supraregionalen Maßstab wurde mit Hilfe des numerischen Grundwasserströmungsmodells AQ-FEM berechnet. Das Grundwasserströmungsmodell bezieht sich auf NW-Europa.

Mit dem supraregionalen Modell wurden für die Analyse für das ERAM drei Simulationen durchgeführt, die sich auf Inlandeisbedingungen beziehen, und zwar die Szenarien C2a, C1 und C2b. In diesen Situationen wird global von ein und derselben Lage der Inlandeis-Randzone in NW-Europa ausgegangen. Im Subherzynen Becken stimmt die Lage der Inlandeis-Randzone mit den quartärgeologischen Verhältnissen überein.

Eingabedaten

Das Modellgebiet für das supraregionale Modell ist in Abbildung 2.2 wiedergegeben. Es umfaßt das gesamte nordwesteuropäische Senkungsgebiet. Die Ränder des Modellgebietes werden durch paläozoische Massive gebildet.

Das Modell besteht aus 3 hydrogeologischen Einheiten:

- Einheit 1: nicht konsolidierte sandige Sedimente des Quartärs und des oberen Tertiärs. Diese Einheit wird als Aquifer angesehen.
- Einheit 2: Tonablagerungen des unteren Tertiärs. Diese Einheit wird als Aquitard angesehen.
- Einheit 3: konsolidierte mesozoische Ablagerungen. Diese setzen sich zusammen aus Kalksteinen der Oberkreide und Ablagerungen der Unterkreide, des Jura und der Trias. Diese Einheit wird als Aquifer angesehen.

Die hydraulischen Eigenschaften der Modelleinheiten werden in Tabelle 4.4 wiedergegeben.

Das supraregionale Grundwassermodell, das für Nordwesteuropa entwickelt wurde, wird an die Situation für das ERAM angepaßt. Die Anpassung betrifft das Gitter und die Grenzen der Modelleinheiten für das Gebiet der Subherzynen Senke. Obwohl diese Anpassungen keine Auswirkungen auf die Resultate für Gesamt-Nordwesteuropa haben, sind sie in Zusammenhang mit Konsistenz und Genauigkeit für die weiteren Subrosionsberechnungen für Morsleben wünschenswert.

Die wichtigste Anpassung ist das Verlegen der Modellgrenze im Bereich des Harzes. Hierdurch fällt der Harz als paläozoisches Massiv aus der Strömungsdomäne heraus und die Subherzyne Senke wird als mesozoischer Aquifer sichtbar.

Die Knotenpunkte auf Höhe der Oker sind so angelegt, daß sie mit dem Westrand des regionalen Modells zusammenfallen.

Tabelle -/. 4 Hydraulische Eigenschaften der Einheiten im supraregionalen Grundwasser modelil.

	Einheit 1	Einheit 2	Einheit 3 (bedeckt)	Einheit 3 (anstehend)
Hydraulische Durchlässigkeit (m/Tag)	20	$1 \cdot 10^5$	Öl	i
Effektive Porosität (-)	0,35	0,3	0,3	0,3

Randbedingungen

Für das supraregionale Grundwassermodell wird an der Basis und an den vier Seiten eine 'no-flow'-Randbedingung angenommen. An der NW-Seite des Modellgebietes wird eine Potentialrandbedingung verwendet, die vom Paläo-Meeresspiegel abgeleitet wurde, wie dieser für die verschiedenen zu modellierenden Klimabilder bekannt ist.

An der Oberfläche des Modells findet Einsickerung von Regenwasser, Oberflächenwasser oder subglaziale Schmelzwasser statt. Die Schmelzwasserproduktion folgt aus dem Inlandeismodeil (BOULTON & CURLE, 1997). Das supraregionale Modell besitzt an der Oberseite des Modellgebietes eine Anzahl von Standrohrspiegelhöhe-abhängigen Flußrelationen, die mit (paläo-)topographischen Eigenschaften zusammenhängen. Diese Beziehungen quantifizieren die Quellen- und Senkenbelegung an der Modelloberfläche.

Für folgende (paläo-)topographische Einheiten sind Fluß/Standrohrspiegelhöhe-Beziehungen definiert (siehe auch VAN WEERT & LEIJNSE, 1996).

Subglaziales Topsystem

Diese Beziehung beinhaltet, daß bei einer positiven Differenz zwischen Standrohrspiegelhöhe und Niveau des Inlandeises Exfiltration auftritt und bei einer negativen Differenz Einsickerung stattfindet. Maximale (absolute) Exfiltration und Einsickerung betragen 15 mm/Jahr bei einem (absoluten) Unterschied von Standrohrspiegelhöhe und Inlandeisniveau von 1 m. Zwischen diesen Werten wird linear interpoliert. Die Mächtigkeit des Landeises wird vom Paläo-Vereisungsmodell von BOULTON & CURLE (1997) abgeleitet.

Meere und Seen

Für diese gelten die gleichen Beziehungen wie für das subglaziale Topssystem. Ausgehend von einem bekannten Niveau für Meeresspiegel und Seespiegel findet bei einer positiven Differenz zwischen See-/Meeresspiegel und Standrohrspiegelhöhe Einsickerung statt, bei einer negativen Differenz findet Exfiltration statt. Bei einer Differenz von mehr als 200 m nehmen Exfiltration und Einsickerung nicht mehr zu. In dem zwischen diesen Werten liegenden Bereich verläuft die Beziehung linear.

Permafrost

Für den Fall eines kontinuierlichen Permafrostes wird angenommen, daß die obersten 50 m des Bodens wasserundurchlässig sind. Bei diskontinuierlichem Permafrost, besonders in Flußtälern, wird unterschieden zwischen vorschreitendem Inlandeis und rückschreitendem Inlandeis. Bei vorschreitendem Inlandeis kann nur Exfiltration auftreten, weil vorausgesetzt wird, daß unter diesen Bedingungen der Niederschlag vollständig für den Aufbau der Gletscher verbraucht wird und kein Niederschlag zur Verfügung steht, um das Grundwasser zu speisen. In einer Phase von rückschreitendem Inlandeis (d.h. nach einem glazialen Maximum) kann in den Zonen mit diskontinuierlichem Permafrost auch Einsickerung stattfinden.

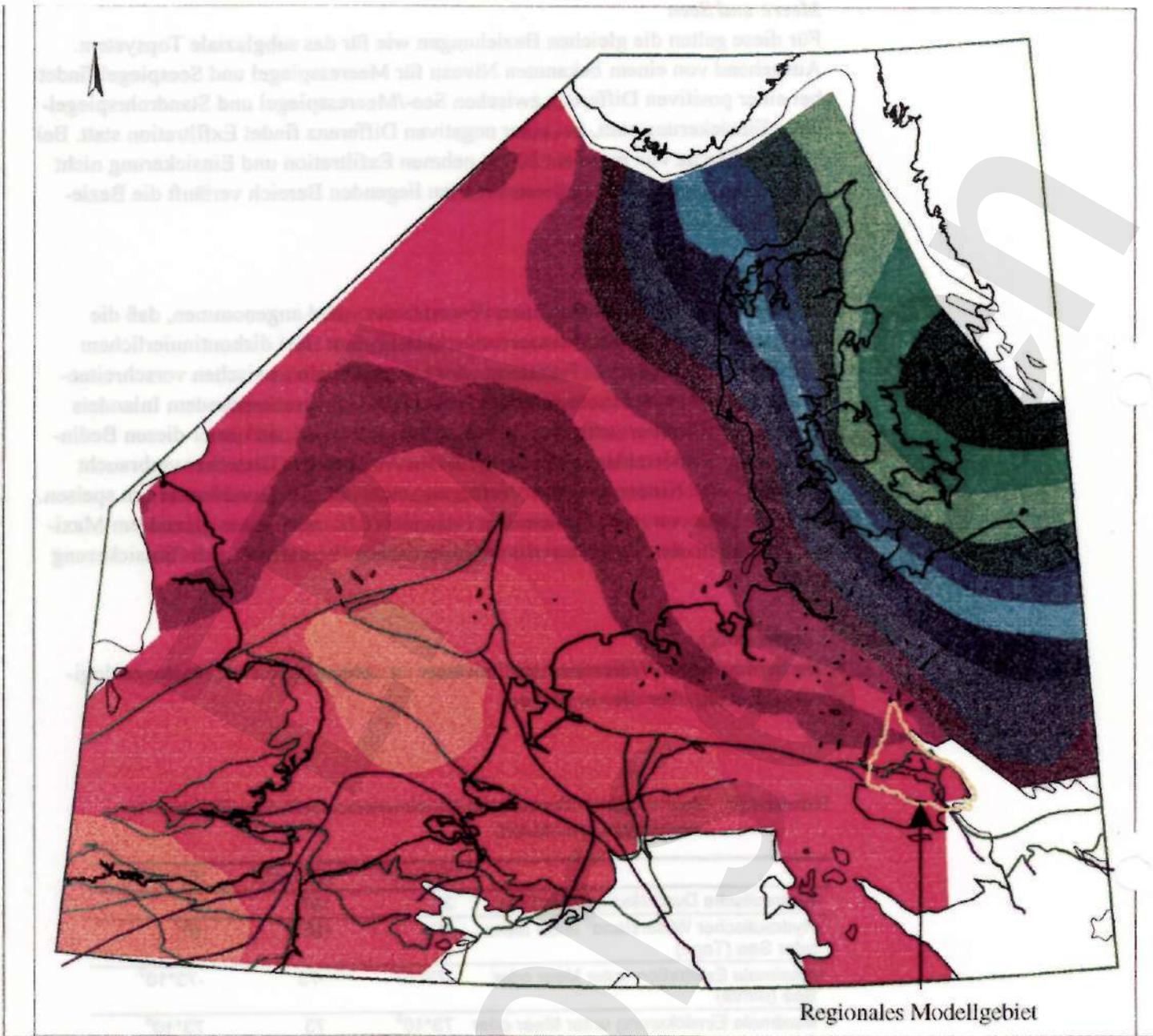
Gewässer

Der hydraulische Widerstand der Gewässer ist abhängig von der hydrogeologischen Einheit, über die sie fließen.

Tabelle 4.5 Hydrologische Kennzeichen für die unterschiedlichen Einheiten im supraregionalen Modell.

	Einheit 1	Einheit 2	Einheit 3
Hydraulische Durchlässigkeit (m/Tag)	20	10^{-5}	0,1
Hydraulischer Widerstand ² unter Meer oder See (Tage)	10	10^0	10^3
Maximale Exfiltration unter Meer oder See (mm/a)	$-73 \cdot 10^*$	-73	$-73 \cdot 10^J$
Maximale Einsickerung unter Meer oder See (mm/a)	$73 \cdot 10^b$	73	$73 \cdot 10^J$
Hydraulischer Widerstand in Permafrost-Zonen (Tage)	$5 \cdot 10^3$	$5 \cdot 10^1$	$5 \cdot 10^f$
Maximale Exfiltration in Permafrost-Zonen (mm/a)	$-146 \cdot 10^2$	$-146 \cdot 10^{n2}$	-146
Maximale Einsickerung in Permafrost-Zonen während Erwärmung (mm/a)	$146 \cdot 10^1$	$146 \cdot 10^{n3}$	$146 \cdot 10^{-1}$
Hydraulischer Widerstand unter Flüssen (Tage)	100	2000	500

Hydraulischer Widerstand wird definiert als das Verhältnis Mächtigkeit zu Durchlässigkeit.



Potential (m + NN):

	<-100		200<300		600<700		1000<1100		1400<1500
	-100<0		300<400		700<800		1100<1200		1500<1600
	0<100		400<500		800<900		1200<1300		
	100<200		500<600		900<1000		1300<1400		

Maßstab 1: 6500000

Abbildung 4.8 Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C2a. (Randglaziale Bedingungen vor dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung).

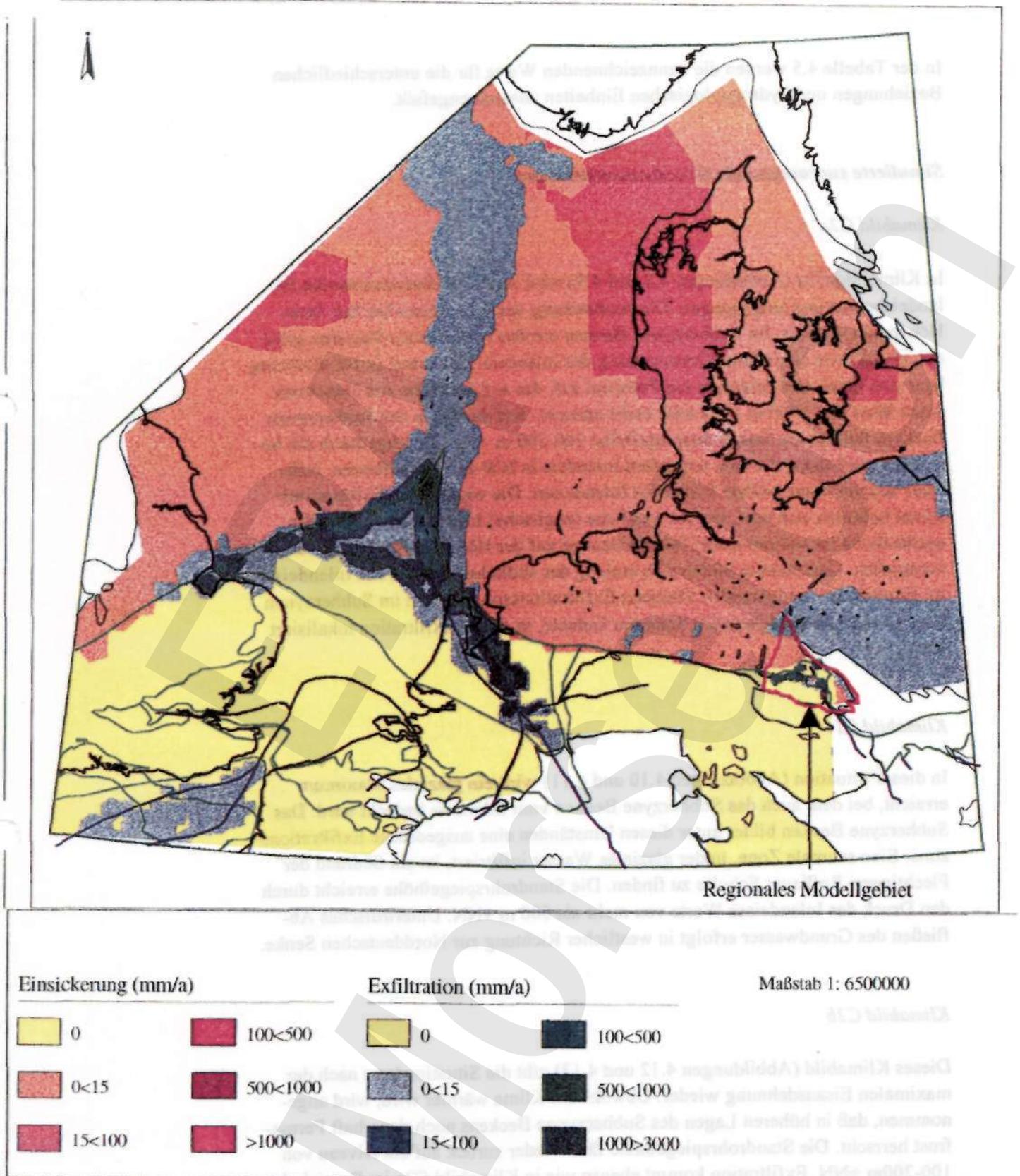


Abbildung 4.9 Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C2a.
(Randglaziale Bedingungen vor dem Höhepunkt der Drenthe-Vereisung).

In der Tabelle 4.5 werden die kennzeichnenden Werte für die unterschiedlichen Beziehungen und hydrogeologischen Einheiten zusammengefaßt.

Simulierte supraregionale Grundwasserströmung

Klimabild C2a

In Klimabild C2a (Abbildungen 4.8 und 4.9) wird von einer fortschreitenden Inlandeisbedeckung ausgegangen. Die Ausbreitung des Inlandeises hat fast ihren Höhepunkt erreicht. Im Subherzynen Becken werden randglaziale Stauseen gebildet, ebenso wie an anderen Orten entlang der Inlandeis-Randzone. In NE-Richtung baut sich unter dem Inlandeis ein Potential auf, das auf der Höhe von Dänemark einen Wert von 1000 m +NN oder mehr erreicht. Auf der Höhe des Subherzynen Beckens beträgt die Standrohrspiegelhöhe 100-200 m +NN. Bedingt durch die hohen Wasserdrücke, die sich unter dem Inlandeis in NW-Europa aufbauen, infiltriert Wasser unter großen Teilen des Inlandeises. Die wichtigsten Exfiltrationszonen befinden sich dort, wo die westliche (englische) Inlandeiszunge und die nordöstliche (skandinavische) Inlandeiszunge auf der Höhe der Nordsee zusammentreffen. Gleichzeitig bilden sich entlang des südlichen Randes des Inlandeises, im Bereich der randglazialen Stauseen Exfiltrationszonen. Auch im Subherzynen Becken sind die randglazialen Stauseen Gebiete, in denen Exfiltration lokalisiert ist.

Klimabild C1

In dieser Situation (Abbildungen 4.10 und 4.11) wird ein glaziales Maximum erreicht, bei dem auch das Subherzyne Becken vom Inlandeis bedeckt wird. Das Subherzyne Becken bildet unter diesen Umständen eine ausgedehnte Exfiltrationszone. Eine schmale Zone, in der glaziales Wasser infiltriert, ist am Südrand der Flechtingen-Roßblauer Scholle zu finden. Die Standrohrspiegelhöhe erreicht durch den Druck des Inlandeises Werte von mehr als 500 m +NN. Unterirdisches Abfließen des Grundwasser erfolgt in westlicher Richtung zur Norddeutschen Senke.

Klimabild C2b

Dieses Klimabild (Abbildungen 4.12 und 4.13) gibt die Situation kurz nach der maximalen Eisausdehnung wieder. Obwohl das Klima wärmer wird, wird angenommen, daß in höheren Lagen des Subherzynen Beckens noch dauerhaft Permafrost herrscht. Die Standrohrspiegelhöhe fällt wieder zurück auf ein Niveau von 100-200m +NN. Exfiltration kommt ebenso wie in Klimabild C2a im Bereich der randglazialen Stauseen vor.

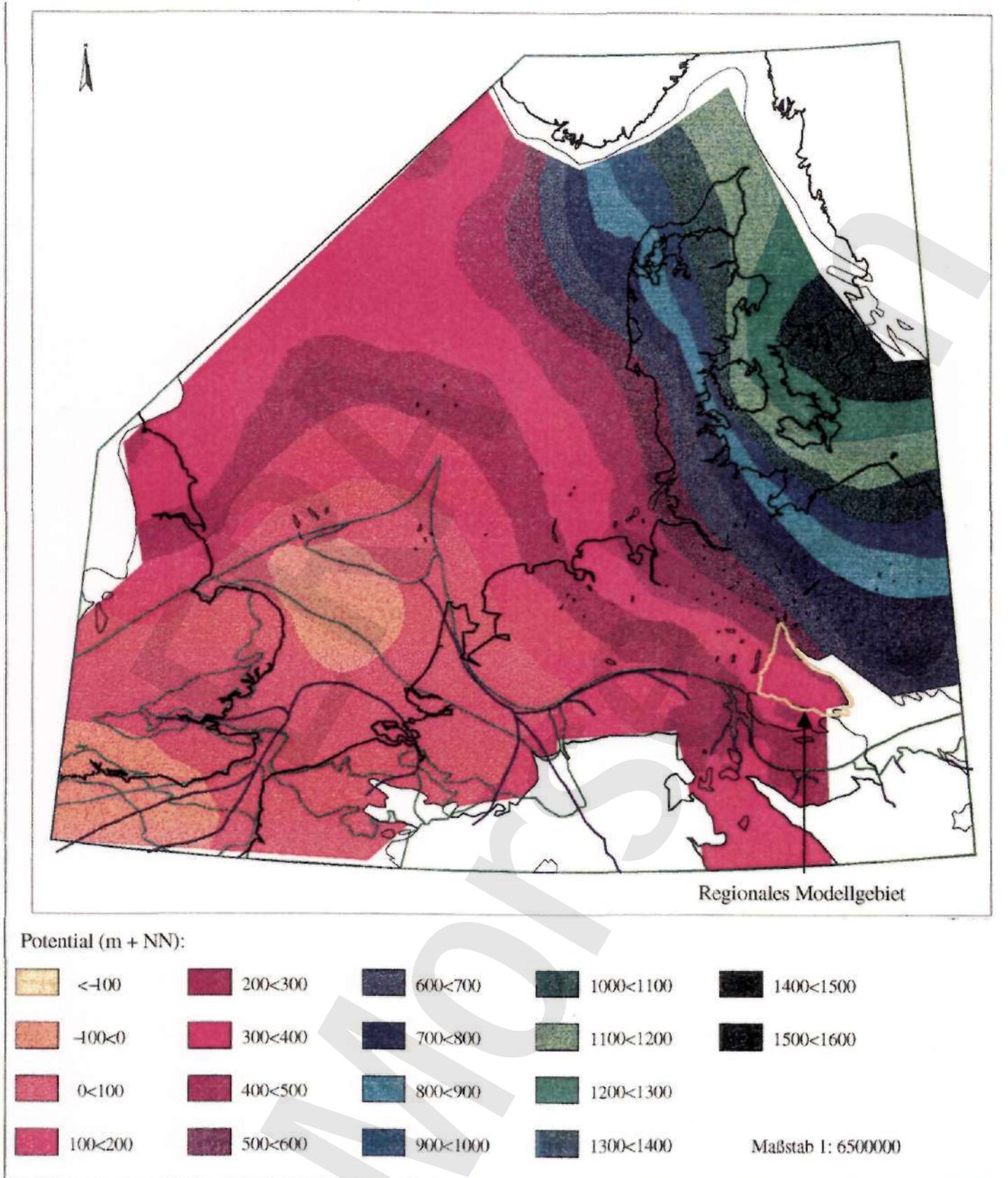


Abbildung 4.10 Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C1. (Glaziale Bedingungen).

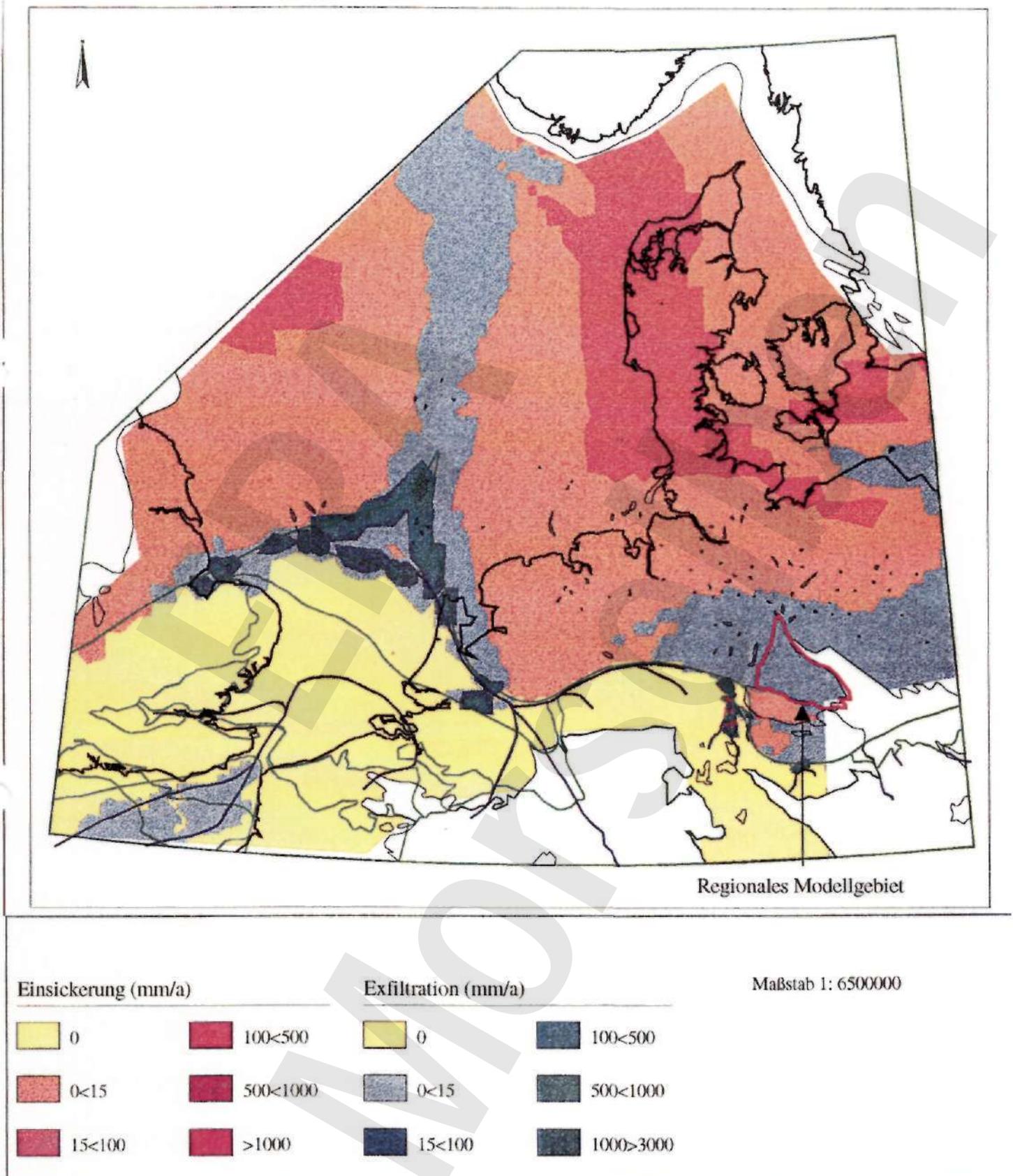


Abbildung 4.11 Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C1. (Glaziale Bedingungen).

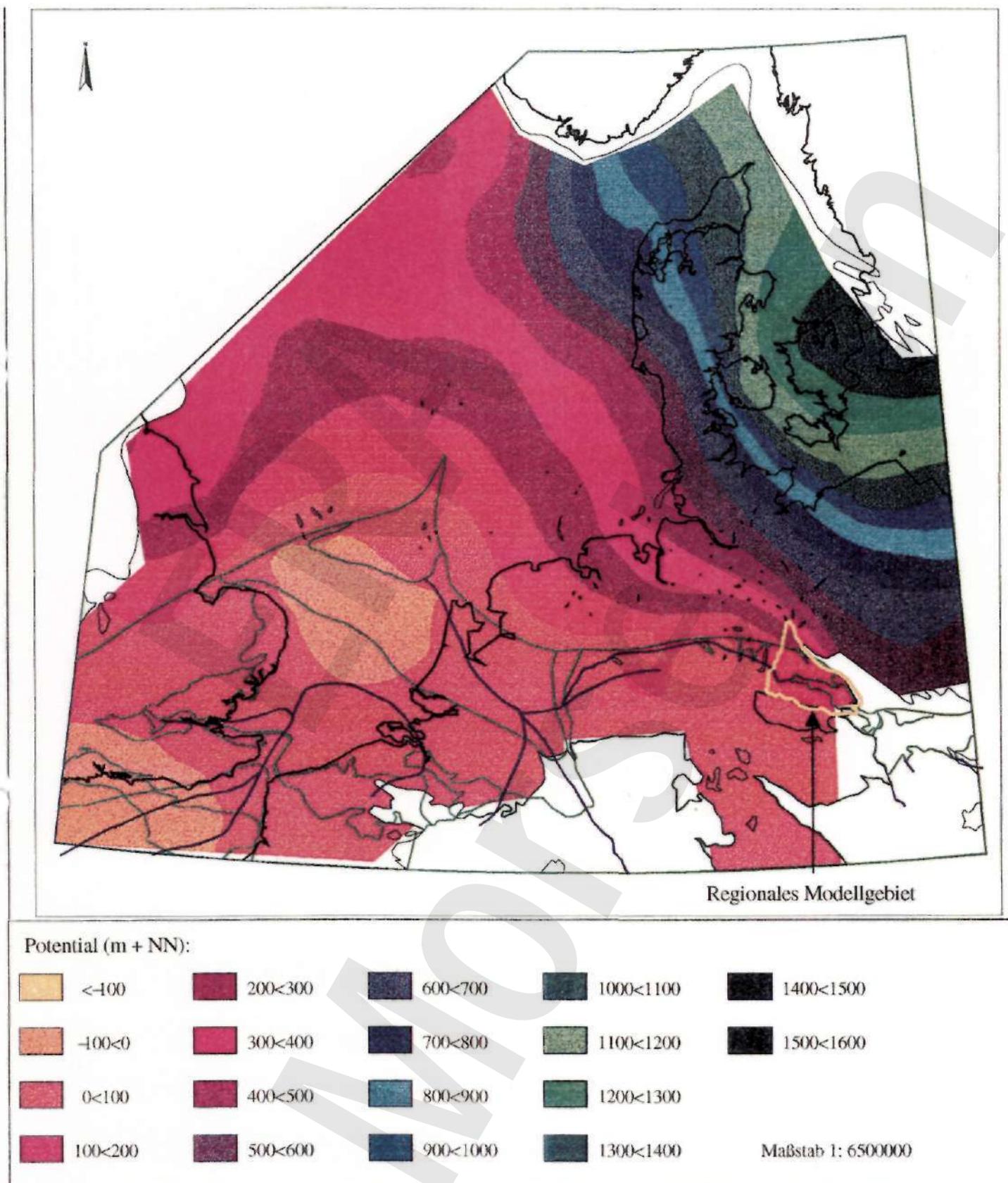


Abbildung 4.12 Verlauf der Standrohrspiegelhöhe in Einheit 3 im supraregionalen Modell für Klimabild C2b. (Randglaziale Bedingungen nach dem Höhepunkt der Drenthe Vereisung).

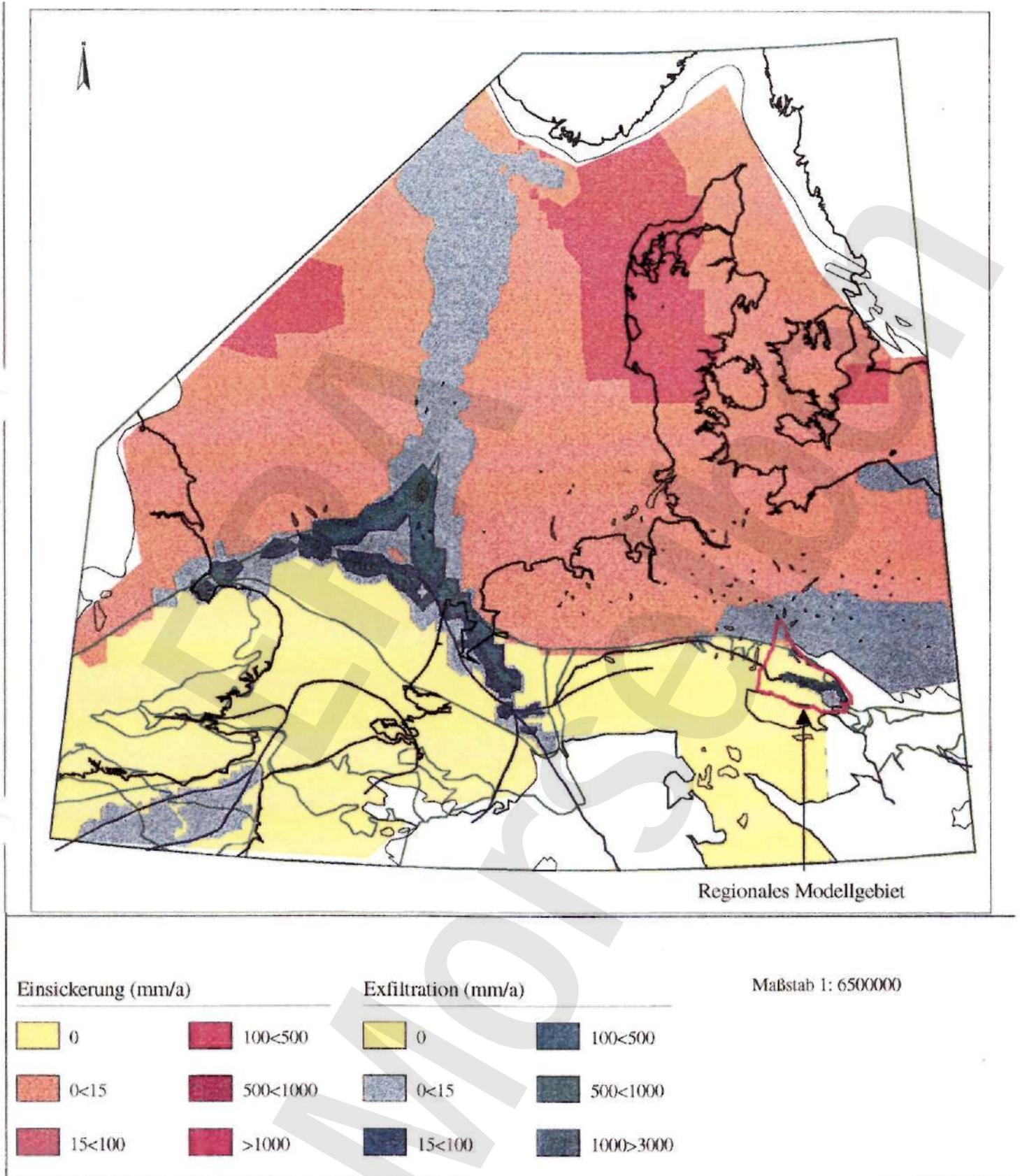


Abbildung 4.13 Vertikaler Fluß durch die Oberseite des supraregionalen Modells für Klimabild C2b.
(Randglaziale Bedingungen nach dem Höhepunkt der Drenthe Vereisung).

4.3.2 Regionale Grundwasserströmung

Mit dem regionalen Modell wurde die Grundwasserströmung für das Subherzyne Becken für 6 verschiedene Klimabilder simuliert. Für die Berechnungen wurde der numerische Code METROPOL benutzt (SAUTER et al., 1990; LEUNSE, 1992). Die wichtigsten Gründe hierfür sind:

- METROPOL kann 3D-Grundwasserströmungen berechnen. Die Subherzyne Senke variiert strukturgeologisch sehr stark, was die Verwendung eines SD-Grundwasserströmungsmodells notwendig macht.
- Auch das lokale Grundwasserströmungsmodell wird mit METROPOL berechnet. Es ist darum sinnvoll, auch das regionale Strömungsmodell unter Verwendung von METROPOL zu berechnen.

Das regionale Grundwasserströmungsmodell ist ein stationäres Modell. Es umfaßt die gesamte Subherzyne Senke. Das Modell grenzt an der Nordostseite an die Flechtingen-Roßlauer Scholle und im Südwesten an den Harz. Im Südosten treffen diese beide paläozoischen Strukturen zusammen. Das Modellgebiet wird im Westen durch die Oker und durch die NNE-SSW streichende Braunschweig-Gifhorn-Störungszone (Abb. 4.1) begrenzt. Die Oberfläche der Zechstein-Formation bildet die undurchlässige Basis.

In diesem Modell werden Dichteunterschiede nicht berücksichtigt. Dieses hängt in erster Linie mit numerischen Beschränkungen zusammen, da ein regionales Modell von einem solchen Umfang im Fall der Berücksichtigung von Dichteunterschieden exzessive Rechenzeiten beansprucht.

Eingabedaten

Die lithologischen Eigenschaften der stratigraphischen Einheiten bilden die Grundlage für die hydrogeologische Einteilung des regionalen Modells in diesem Gebiet. Die hydrogeologischen Einheiten sind in Tabelle 4.6 zusammengestellt. Tiefenlinienpläne der unterschiedlichen Einheiten sind in den Anlagen A.1 bis einschließlich A.8 wiedergegeben.

Die hydrogeologische Einheit *Quartär/Tertiär* besteht aus (glazi-)fluviatilen Ablagerungen, Lößlehm, Beckenton, Torfund Grundmoränen des Quartärs und aus Ton, Sand und Braunkohlen des Tertiärs, wobei diese den größten Teil der hydrogeologischen Einheit ausmachen. Die Ablagerungen quartären Alters treten nur in unterbrochenen Decken auf, z.B. im Allergebiet. Die Sedimente tertiären Alters haben ihre größte Mächtigkeiten im Gebiet des Bameberg-Oschersleben-Stäbfurter Sattels. Die Einheit ist heterogen zusammengesetzt und hat durch eine Wechselfolge von gut und schlecht durchlässigen Lagen eine anisotrope Durchlässigkeit. In dieser Einheit ist auch der Walbecker Sand aus der Oberkreide aufgenommen.

Die Gesteine der hydrogeologischen Einheit *Oberkreide* treten hauptsächlich im Südwesten der Subherzynen Senke auf, mit einer Mächtigkeit von maximal 1500 m im Norden der Harz-Nordrand-Störung. Weiter nördlich nimmt die Mächtigkeit der Oberkreide ab. Nördlich des Elm-Sattels werden Sedimente der Oberkreide nur lokal angetroffen.

Die hydrogeologische Einheit *Unterkreide* tritt an den Rändern der Einheit Oberkreide zutage. Die maximale Mächtigkeit beträgt in der Subherzynen Senke ca. 200 m. Im allgemeinen wird diese Einheit als schlecht durchlässig angesehen (BGR, 1984), da sie hauptsächlich aus Tonstein besteht. Im Süden des Gebietes, südlich einer Linie, die von Goslar in östliche Richtung verläuft, ist die Unterkreide sandig ausgebildet (Mitt. BGR). In dieser Fazies können die Unterkreideschichten als wasserführend angesehen werden.

Tabelle 4.6 Hydrogeologische Einteilung der stratigraphischen Einheiten.

Hydrogeologische Einheit	Umfassende stratigraphische Einheiten	Lithologische Eigenschaften	Hydrogeologische Eigenschaften
Quartär/Tertiär	Quartär/Tertiär	Flußablagerungen, Ton, Sand, Geschiebemergel	Aquifer/Aquitard
Oberkreide	Oberkreide	Kalkstein, Mergelstein	Aquifer
Unterkreide	Unterkreide	Tonstein, Mergelstein, Schluffstein	Aquitard
Jura	Malm-Dogger-O. Hettang	Tonstein, Mergelstein, Kalkstein, Schluffstein	Aquitard
Rhät	Rhät	Sandstein, Mergelstein	Aquifer
Muschelkalk/Keuper	Oberer Bunt-Sandstein bis Mittlerer Keuper	Steinmergel, Tonstein, Dolomit, Kalkstein, Steinsalz	Aquitard
Mittlerer Buntsandstein	Sollingfolge u. Volpriehausen	Sandstein u. Ton-/Schluffstein	Aquifer
Unterer Buntsandstein	Unterer Bunt-Sandstein	Tonstein, Schluffstein, Rogenkalk	Aquitard
Steinsalz	Zechstein/Hutgestein	Steinsalz u. Hutgestein	Aquiclude

Die hydrogeologische Einheit *Jura* kommt nördlich und östlich des Barneberg-Oschersleben-Stauffurter Sattels vor. Sie tritt als ein schmaler Streifen in der Nähe der Lappwald-Mulde in das Gebiet ein. Der jüngere Teil dieser Einheit besteht aus Kalksteinen, Dolomiten und Mergelsteinen, der größte Teil der Einheit besteht jedoch aus Tonsteinen, Mergelsteinen und Schluffsteinen. Deshalb wird diese Einheit als Aquitard angesehen. Im allgemeinen ist diese Einheit nicht mächtiger als 200 m. Eine Ausnahme bildet das Gebiet im Nordwesten des Flechtinger Höhenzuges. Hier nimmt die Mächtigkeit stark zu.

Die hydrogeologische Einheit *Rhät* umfaßt Ablagerungen des obersten Keupers und des untersten Juras. Diese Einheit wird allgemein als ein Aquifer von regionaler Bedeutung beschrieben (BGR, 1980; 1984; 1993; APPEL, 1981). Diese Einheit besteht aus Arietenschichten, Psilonotenschichten und Rhätsandstein. Die maximale Mächtigkeit dieser Einheit in der Subherzynen Senke beträgt nicht mehr als 100 m.

Die komplex zusammengesetzte hydrogeologische Einheit *Kduschelkalk/Keuper* beinhaltet Ablagerungen vom Oberen Buntsandstein bis zum Mittleren Keuper. Charakteristisch für diese Einheit ist eine Wechselfolge von feinkörnigen (Tonstein, Schluffstein) und grobkörnigen (Kalkstein und Mergelstein) Ablagerungen. Diese Ablagerungen enthalten auch Evaporite (Gips und Steinsalz). Die Kombination von sehr gering mächtigen, mäßig durchlässigen Einheiten wie Schilfsandstein, Trochitenkalk und Kalkmergelsteinen und mächtigen schlecht durchlässigen Einheiten wie Tonstein, Mergelstein und Gips (Gipskeuper) und Steinsalz (z.B. Röt-Salinar) führt dazu, daß diese Einheit eine hohe Anisotropie aufweist. Ebenso ist bekannt, daß dort, wo Gesteine dieser Einheit anstehen und mit Oberflächenwasser in Verbindung kommen, Verkarstung auftritt. Im regionalen Modell wird deshalb unterschieden zwischen Muschelkalk/Keuper der 200 m oberhalb, bzw. unterhalb der Oberfläche liegt. Von den oberflächennahen Muschelkalk/Keuper-Schichten wird angenommen, daß deren Durchlässigkeit gegenüber den tiefer liegenden Schichten durch die Verkarstung ca. 10 mal so hoch ist.

Die Ablagerungen der hydrogeologischen Einheit *Mittlerer Buntsandstein* bestehen aus Sand-, Schluff- und Tonstein. Zu diesen Schichten gehört auch die Sollingfolge. Die Mächtigkeit dieser Einheit beträgt maximal 200 m. Gesteine dieser Einheit sind beinahe im gesamten Gebiet vorhanden, mit Ausnahme der östlichen und nördlichen Ränder der Subherzynen Senke.

Die hydrogeologische Einheit *Unterer Buntsandstein* besteht hauptsächlich aus Tonsteinen, Schiuffsteinen und Rogenstein. (BGR, 1980; 1984; 1993). Diese Einheit ist im gesamten Gebiet vorhanden, mit Ausnahme der Gebiete, in denen Salzstöcke durch die Gesteine dieser Einheit durchgebrochen sind. Die Einheit Unterer Buntsandstein tritt im größten Teil der östlichen Subherzynen Senke zutage und durch Salzaufstieg auch am Huy-Sattel. Aufgrund ihrer lithologischen Eigenschaften ist diese Einheit mäßig bis schlecht durchlässig. *Steinsalz und Hutgestein* werden als undurchlässig angesehen.

Tabelle 4.7 Geschätzte hydraulische Leitfähigkeiten der hydrogeologischen Einheiten.

Hydrogeologische Einheit	K_{\min} (m/s)	K_{\max} (m/s)
Quartär/Tertiär	KT	10^*
Oberkreide	10^*	10^*
Unterkreide	$5 \cdot 10^{0a}$	10^{0o}
Jura	$5 \cdot 10^9$	10^{-1}
Rhät	10^*	10^*
Muschelkalk/Keuper	10^{10}	10^*
Mittlerer Buntsandstein	10^*	10^*
Unterer Buntsandstein	10^*	10^{-1}
Steinsalz/Hutgestein	10^{-1*}	10^{-1a}

In Anlage 2 werden die Durchlässigkeiten der verschiedenen stratigraphischen Einheiten, wie sie aus der Literatur bekannt sind, zusammengefaßt. Daneben sind geschätzte Durchlässigkeiten für die oben genannten hydrogeologischen Einheiten wiedergegeben. Tabelle 4.7 zeigt die Zusammenfassung der hydraulischen Leitfähigkeiten.

Tabelle -f. S Durchlässigkeitsparameter für das regionale Grundwassern! odell.

Hydrogeologische Einheit	K_h (m/s)	K_v
Quartär/Tertiär	10^*	10^*
Oberkreide	10^*	$5 \cdot 10^{11}$
Unterkreide	10^*	$5 \cdot 10^{12a}$
Unterkreide (sandige Fazies)	10^*	$5 \cdot 10^{-1}$
Jura	$5 \cdot 10^{11}$	10^*
Rhät	$5 \cdot 10^*$	10^*
Muschelkalk/Keuper (<200m u. NN)	$5 \cdot 10^{11}$	10^*
Muschelkalk/Keuper (>200m u. NN)	$5 \cdot 10^*$	10^*
Mittlerer Buntsandstein	$5 \cdot 10^*$	10^*
Unterer Buntsandstein	10^{11}	10^*
Steinsalz/Hutgestein	10^{-12}	10^{-11}

Die im Modell verwendeten Durchlässigkeitsparameter stehen in der Tabelle 4.8. Die Anisotropie variiert zwischen einem Faktor 2 für Kreide und einem Faktor 50 für die Einheit Muschelkalk. Dieser hohe Anisotropiefaktor der Einheit Muschelkalk ist eine direkte Folge der stark geschichteten Wechselfolge in Lithologie und hydraulischen Eigenschaften in diesen Gesteinspaket.

Att/bau des Mode/Igitters

Das Gitter ist aus Elementen aufgebaut, die topologisch einem Kubus (Würfel) äquivalent sind. Die vier stehenden Seiten der Elemente beschreiben einen Winkel von 90° mit der Horizontalen. Die Ober- und Unterseiten der Elemente liegen nicht horizontal, sondern folgen dem Gefälle und dem Verlauf der hydrogeologischen Formationen.

Das Gitter ist anhand von 8 hydrogeologischen Einheiten aufgebaut. Es werden folgende Einheiten unterschieden: Quartär/Tertiär, Oberkreide, Unterkreide, Jura, Rhät, Muschelkalk/Keuper, Mittlerer Buntsandstein und Unterer Buntsandstein. Von diesen acht Einheiten wurden unter Verwendung des Programmes ZYCOR Karten hergestellt, die die Lage der Basis jeder Schicht zeigen (Anlagen A.1 bis einschließlich A.8). Über diese Basis wurde ein Grundgitter von 16×17 Knotenpunkten gelegt, das die Ränder des Modellgebietes abgrenzt und den strukturellen Elementen, wie Elm-Sattel, Huy-Sattel und Barneberg-Oschersleben-Staßfurt-Sattel folgt.

Innerhalb dieser Elemente wird folgenden Kriterien entsprechend eine Verfeinerung vorgenommen:

- Verfeinerung im Bereich des Stromgebietes der Aller
- Verfeinerung in der Umgebung von strukturellen Elementen
- Verfeinerung in dem Maße, daß hydrogeologische Einheiten gesondert erkennbar sind.

Dies führt zu einem Gitter von 90×93 Knotenpunkten mit x,y -Koordinaten für die acht hydrogeologischen Einheiten. Von jeder Gitterfläche werden die z -Koordinaten folgendermaßen berechnet:

- das Gitter mit Knotenpunkten wird über die ZYCOR-Karte gelegt
- von jedem Knotenpunkt wird die z -Koordinate aus dem ZYCOR-Gitter abgeleitet. Auf diese Weise entsteht für jede Fläche ein Gitter von Knotenpunkten mit x,y,z -Koordinaten, von denen die z -Koordinate von der Basis der hydrogeologischen Einheiten bestimmt wird.
- Kommt an einem Knotenpunkt eine hydrogeologische Einheit nicht vor, dann wird diesem Knotenpunkt ein z -Wert zugeordnet, der aus der Tiefe der darunter- und darüberliegenden Basisfläche berechnet wird. Es wird von unten nach oben gearbeitet.

Den Knotenpunkten der obersten Gitterfläche werden entsprechend der Topographie z -Werte zugeordnet. Anschließend werden basierend auf dem Schwerpunkt des Elementes jedem Element der Gitterfläche K_r Werte zugeordnet, berechnet für die Knotenpunkte, die die Basisfläche bilden. Liegt der Schwerpunkt eines Elementes innerhalb einer bestehenden hydrogeologischen Einheit, dann bekommt das Element den K_j -Wert dieser Einheit zugeordnet. Auf diese Weise wird ein 3-dimensionales unregelmäßiges Gitter aufgebaut, wobei den Elementen hydraulische

sehe Parameter zugewiesen werden, die ihrer tatsächlichen Lage entsprechen (Anlage B.1 und B.2).

Um die Basis des Modells gleichmäßig verlaufen zu lassen und um eine Verformung des Gitters in der Umgebung von Salzstrukturen zu vermeiden, werden die Salzstöcke im Modell berücksichtigt. Ihnen wird eine sehr geringe hydraulische Durchlässigkeit zugewiesen (siehe Tabelle 4.8).

Randbedingungen

In Anbetracht der Tatsache, daß das Subherzyna Becken an drei Seiten von paläozoischen Massiven eingeschlossen ist, werden für den Nord-, Ost- und Südrand 'no-flow'- Randbedingungen angenommen. Die Basis des Modells wird von der Oberseite der Zechsteinsalz-Formation gebildet, die im Verhältnis zu den im Modell definierten hydrogeologischen Einheiten als undurchlässig angesehen wird.

Für die verschiedenen glazialen Szenarien werden die Randbedingungen am Westrand vom supraregionalen Grundwassermodell abgeleitet (siehe auch Tabelle 4.9). Das supraregionale Modell liefert für diese Situationen ein 2D-Geschwindigkeitsfeld und Infiltrations- und Exfiltrationswerte für die Oberseite des Modells. Die Verbindung zwischen dem supraregionalen 2D-Modell und dem regionalen 3D-Modell wird folgendermaßen hergestellt:

Im supraregionalen Modell ist eine Linie von Verknüpfungspunkten definiert, die zusammenfallen mit der Westseite und einem Teil der Nordseite des regionalen Modells. Für jeden Verknüpfungspunkt wird die Darcy-Geschwindigkeit berechnet. Weil diese Linie mit dem Rand des regionalen Modells zusammenfällt, kann der Fluß berechnet werden, indem die Darcy-Geschwindigkeit senkrecht auf der Linie mit der Mächtigkeit des Aquifers und der Hälfte des Abstandes zwischen zwei aneinandergrenzenden Verknüpfungspunkten multipliziert wird. Dieser Fluß wird im regionalen Modell proportional über die an den Rand grenzenden Aquifere verteilt entsprechend der Transmissivität und Porosität. Hierdurch ist die integrierte Wasserbilanz über die Ränder des regionalen Modells gleich der integrierten Wasserbilanz über ein entsprechendes Stück der Linie im supraregionalen Modell und es bleibt die räumliche Differenzierung erhalten.

Für die Situationen mit den restlichen Klimabildern gelten 'no-flow'-Randbedingungen. Es ist anzunehmen, daß unter diesen Umständen die supraregionale Grundwasserströmung entlang des Westrandes N-S gerichtet ist. Unter heutigen Bedingungen strömt hier jedoch die Oker, die eine wichtige dränierende (entwässernde) Funktion hat; weiterhin befinden sich im Untergrund die NNE-SSW orientierte Braunschweig-Gifhorn Störungszone.

Tabelle 4.9 Benutzte Randbedingungen im regionalen Modell.

Klimabild	Oberseite	Westrand/Nordrand	Übrige Seiten
A Warmzeit/Ist-Zustand	Potentialbedingung	no flow	no flow
B1 Diskontinuierlicher Permafrost	Gewässer als Potentialbedingung; weiter potentialabhängige Randbedingung für diskontinuierlichen Permafrost	noflow	noflow
B2 Kontinuierlicher Permafrost	Für Gewässer potentialabhängige Randbedingung; 'no flow'-Randbedingung für kontinuierlichen Permafrost	noflow	noflow
C2a Randglazial	Potentialabhängige Randbedingung für topographische Elemente (Inlandeis, randglazialer See); 'no flow'-Randbedingung für kontinuierlichen Permafrost	Flußbedingung (supraregionales Modell)	no flow
C1 Glaziales Maximum	Potentialabhängige Randbedingung für Inlandeis	Flußbedingung (supraregionales Modell)	no flow
C2b Randglazial	Potentialabhängige Randbedingung für topographische Elemente (Inlandeis, randglazialer See); 'no flow'-Randbedingung für kontinuierlichen Permafrost	Flußbedingung (supraregionales Modell)	noflow

Für die Berechnungen des Ist-Zustandes wird der Oberseite des regionalen Modells eine Potentialrandbedingung auferlegt, die der Topographie entspricht. Für die Berechnungen der glazialen Zustände werden Fluß-Standrohrspiegelhöhen-Beziehungen definiert, die mit dem supraregionalen Modell und den quartärgeologischen Rekonstruktionen übereinstimmen (siehe auch Tabelle 4.9). Im supraregionalen Modell werden die Flüsse aufgrund der Einsickerung von Regenwasser, Oberflächenwasser und Schmelzwasser berechnet. Unter glazialen Bedingungen hat die Einsickerung von Regenwasser so gut wie keine Bedeutung. Die Einsickerung von glazialem Schmelzwasser wird aufgrund der entstandenen Schmelzwassermenge und der Infiltrationskapazität des Bodens berechnet. Die Schmelzwasserbildung ergibt sich aus dem Vereisungsmodell von BOULTON & CURLE (1997). Für die Infiltrationskapazität gelten die Voraussetzungen, wie sie für das supraregionale Modell beschrieben sind.

Die Infiltrations- und Exfiltrationsausdrücke im supraregionalen GrundwassermodeLL werden auf das regionale Modell übertragen. Die Flußwerte aus dem supraregionalen Modell werden interpoliert auf die Schwerpunkte der Elementoberflächen, die die Oberseite des regionalen Modells bilden. Anschließend wird die Durchlässigkeit der Elemente angepaßt, von denen bekannt ist, daß sie in der Permafrostzone vorkommen. Permafrost konnte, als dieser kontinuierlich herrschte,

eine Mächtigkeit von 60 m haben. Daher werden entsprechende Elemente als undurchlässig angesehen.

Während des Fortschreitens der Eisfront wird in der diskontinuierlichen Permafrostzone keine Einsickerung stattfinden, da angenommen wird, daß unter solchen Bedingungen das Wasser friert und deshalb kein Nettoniederschlag vorkommt. Während des Rückzugs des Gletschers kann in der diskontinuierlichen Permafrostzone Einsickerung stattfinden.

Simulierte regionale Strömung

Klimabild A einschließlich der Kalibrierung

Für das regionale Modell wurde eine Kalibrierung des Ist-Zustandes durchgeführt. Es stehen keine Informationen über Standrohrspiegelhöhen zur Verfügung mit denen das Modell kalibriert werden könnte. Deshalb wurde der durchschnittliche Abfluß aus zwei Stromgebieten, die in der Subherzynen Senke unterschieden werden können, benutzt, um das Modell zu kalibrieren. Diese Gebiete sind das Stromgebiet der Aller zwischen den Abflußmeßstationen Weferlingen und Alleringersleben, sowie das Stromgebiet des Großen Grabens (BfG, 1995; LfUS, 1990). Für diese Gebiete wird die durchschnittliche Sommerhalbjahresabflußrate als Kalibrierungswert genommen. Es kann angenommen werden, daß während dieser Monate der Abfluß fast ausschließlich aus dem Grundwasser gespeist wird und damit ein gutes Maß für den Grundwasserexfiltrationsausdruck ist. Die durchschnittlichen Abflußraten für beide Stromgebiete und die mit dem regionalen Modell berechneten Abflußraten sind in Tabelle 4.10 wiedergegeben.

Die berechnete Einsickerung für beide Stromgebiete liegt ungefähr 25% niedriger als der langjährige durchschnittliche Sommerabfluß. Das kann daran liegen, daß der Abfluß während der Sommermonate teilweise noch aus einer Komponente besteht, die mit der Drainage aus den obersten Metern des Bodens zusammenhängt. Weil die Bodenkomponente bei der Modellierung nicht berücksichtigt wurde, kann der in situ meßbare Exfiltrationswert für beide Stromgebiete größer sein, als der der berechnet wurde. Allerdings liegt die berechnete Exfiltration deutlich über dem durchschnittlichen niedrigsten Sommerabfluß, so daß angenommen werden kann, daß die mit dem stationären Modell berechneten Abflüsse einigermaßen mit der wirklichen Situation übereinstimmen.

Anlage B.3 gibt die Einsickerung und die Exfiltration für die gesamte Subherzyne Senke wieder. Auf der Basis dieser Karte können einige allgemeine Schlußfolgerungen gezogen werden. Die Karte gibt ein Bild wieder, das im Bereich der Erwartungen liegt. Die höheren Teile bilden die Gebiete, in denen Speisung des Grundwassersystems stattfindet, wie z.B. Elm, Lappwaldmulde, Fallstein, Huy und Ascherslebener Sattel. Exfiltration konzentriert sich in den Tälern des Großen

Bruchs, der Aller, Oker und ihrer Nebenflüsse. Ebenso zeigt die Karte eine Anzahl von Gebieten, in denen Exfiltration und Einsickerung deutlich größer sind als in den umliegenden Gebieten. Es geht hier insbesondere um das Gebiet, das an die Harz-Nordrand-Störung grenzt, den Hakel/Ascherslebener Sattel, und die Huy- und Lappwaldmulden. Dieses sind Gebiete, in denen relativ gut durchlässige Gesteine zutage treten. Ebenso sind die Gebiete, in denen Buntsandstein ansteht, durch niedrige Ströme gekennzeichnet. Das wird insbesondere in der Nähe des Harli-Sattels deutlich. Das Stromgebiet der Aller tritt deutlich hervor. Lappwaidmulde und Triasplatte entwässern in dieses Gebiet.

Das Ausmaß von Infiltration und Exfiltration stimmt mit den Erwartungen überein, mit maximalen Werten von 500 mm/Jahr und für den größten Teil des Gebietes mit Werten zwischen 0 und 200 mm/Jahr.

Anlage B.4 zeigt die Vektoren für die durchschnittlichen Porenwassergeschwindigkeiten für die Gitterzellen der obersten Modellschicht. Für die ganze Senke gilt, daß die Geschwindigkeiten mit zunehmender Tiefe stark abnehmen, mit Ausnahme in den Gebieten rund um Elm-Sattel, Huy-Sattel und Hakel-Sattel. Dieses deutet auf einen starken Einfluß der strukturellen Einheiten auf die Grundwasserströmung hin. Die Lappwaldmulde hat auch Einfluß auf das Grundwasserströmungsmuster, allerdings beschränkt sich dieser mehr auf das oberflächennahe System.

Tabelle 4.10 Durchschnittliche Abflußraten der Stromgebiete der Aller und des Großen Grabens.

Stromgebiet	Oberfläche (km ²)	Mittelwert Sommerabfluß (m ³ /s)	Mittelwert minimaler Sommerabfluß (m ³ /s)	Berechneter Abfluß (m ³ /s)	Berechnete Einsickerung (m ³ /s)
Aller (1971-1991)	97	0,34	0,14	0,28	0,19
Großer Graben (1987-1991)	838	1,53	0,65	1,31	1,46

Sensitivitätsanalyse für Klimabild A

Für das kalibrierte regionale Modell wurde eine Empfindlichkeitsstudie durchgeführt auf der Basis eines Plackett-Burmann-Schemas (JOHN, 1971). Diese Schemata bieten dem Benutzer des Modells die Möglichkeit, in einer beschränkten Anzahl von Rechenläufen festzustellen, welche Variablen für welche Parameter empfindlich sind. Durch eine statistische Analyse kann festgestellt werden, ob die Empfindlichkeit signifikant ist. Die Randbedingungen sind auf das heutige Klimabild abgestimmt.

Eine Analyse auf Basis eines Plackett-Burmann-Schemas hat folgende Eigenschaften:

- Die Empfindlichkeitsanalyse ist unabhängig von einem Rechenprogramm; es ist deshalb auch für METROPOL geeignet.
- Die resultierende Empfindlichkeit ist nicht von den Werten der Parameter im Basismodell abhängig.
- Die Empfindlichkeit kann für eine große Anzahl von Responsparametern bestimmt werden.

Die Beschränkungen dieser Arbeitsweise sind:

- Die Empfindlichkeit kann nur für eine beschränkte Anzahl von Plackett-Burmann-Schemata berechnet werden. Diese Schematabestehen aus 3, 7, 11, 15, 15+4N Parametern.
- Die Analyse ist räumlich unsensibel.
- Die Empfindlichkeit gilt für die vorher definierten Variationen und eingeführten Parameter.

Tabelle 4.11 zeigt das Plackett-Burmann-Schema für die Empfindlichkeitsanalyse. Für jeden Rechenlauf ist angegeben ob der Maximal- oder Minimalwert des eingegebenen Parameter benutzt ist. In der Tabelle sind die Minimalwerte mit '-' und die Maximalwerte mit '1' gekennzeichnet.

Tabelle 4.11 Plackett-Burmann-Schema für die Empfindlichkeitsanalyse.

Rechenlauf	Eingegebene Parameter											
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	
1	1	1	-	1	1	1	-	1	-	1	-	1
2	-	1	1	-	1	1	1	-	1	-	1	1
3	1	-	1	1	-	1	1	1	-	1	-	1
4	-	1	-	1	1	-	1	1	1	-	1	-
5	-	1	-	1	-	1	1	-	1	1	1	-
6	-	1	-	1	1	-	1	1	-	1	1	1
7	1	-	1	-	1	1	-	1	1	-	1	1
8	1	1	-	1	-	1	1	-	1	1	-	1
9	1	1	1	-	1	-	1	1	-	1	1	-
10	-	1	1	1	-	1	-	1	1	-	1	1
11	1	-	1	1	1	-	1	-	1	1	-	1
12	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1	-1

In Tabelle 4.12 werden die eingegebenen Parameter und Responsparameter, für die die Empfindlichkeitsanalyse durchgeführt worden ist, wiedergegeben.

Tabelle 4.12 Eingegebene Parameter und Responsparameter für die Empfindlichkeitsanalyse. In jedem Rechenlauf werden die Werte der 10 Responsparameter bestimmt.

Nr.	Eingabeparameter	Responsparameter
1	Standrohrspiegelhöhe als Randbedingung für die Oberseite des Modells	Grundwassergeschwindigkeit Steinsalz
2	K _r Werte Steinsalz	Grundwassergeschwindigkeit Unterer Buntsandstein
3	K _r Werte Unterer Buntsandstein	Grundwassergeschwindigkeit Mittlerer Buntsandstein
4	K _r Werte Mittlerer Buntsandstein	Grundwassergeschwindigkeit Muschelkalk (<200m u. NN)
5	K _r Werte Muschelkalk/ Keuper(<200m u. NN)	Grundwassergeschwindigkeit Muschelkalk (>200m u. NN)
6	K _r Werte Muschelkalk/ Keuper(>200m u. NN)	Grundwassergeschwindigkeit Rhät
7	K _r Werte Rhät	Grundwassergeschwindigkeit Jura
8	K _r Werte Jura	Grundwassergeschwindigkeit Unterkreide
9	K _r Werte Unterkreide	Grundwassergeschwindigkeit Oberkreide
10	K _r Werte Oberkreide	Grundwassergeschwindigkeit Quartär/Tertiär
11	K _r Werte Quartär/Tertiär	

Von allen diesen Eingabeparametern wird ein maximaler und minimaler Wert angegeben. Die Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des Modells wird multipliziert mit einem Faktor von 1,2 für die Maximalwerte und dividiert durch einen Faktor von 1,2 für die Minimalwerte. Die Durchlässigkeiten werden mit einem Faktor von 2 multipliziert für die Maximalwerte und dividiert durch einem Faktor von 2 für die Minimalwerte.

Die Empfindlichkeit per Eingabeparameter wird folgendermaßen berechnet:

1. Für jeden Durchlauf wird je Responsparameter (je hydrogeologische Einheit) die durchschnittliche Porenwassergeschwindigkeit bestimmt
2. Je Eingabeparameter wird die durchschnittliche Empfindlichkeit für die Maximalwerte und Minimalwerte bestimmt
3. Diese Werte werden voneinander subtrahiert. Der absolute Unterschied ist eine 'one-tail lognormale' Verteilung auf deren Basis die signifikanten Empfindlichkeiten bestimmt werden können.

Aufgrund der Empfindlichkeitsberechnungen kann festgestellt werden, daß das Modell für die folgenden Parameter (in abnehmendem Maße) signifikant empfindlich ist:

- Hydraulische Leitfähigkeit Mittlerer Buntsandstein (Nr. 4)
- Hydraulische Leitfähigkeit Quartär/Tertiär (Nr. 11)
- Hydraulische Leitfähigkeit Rhät/Keuper (Nr. 7)
- Potential-Randbedingung Oberseite Modell (Nr. 1)

Die Auswirkungen der Variationen in hydraulischer Leitfähigkeit für die hydrogeologischen Einheiten Mittlerer Buntsandstein, Quartär/Tertiär und Rhät/Keuper ist am größten und am signifikantesten für die Grundwassergeschwindigkeit, die für die jeweiligen Einheiten berechnet werden. Die Grundwassergeschwindigkeit des Mittleren Buntsandstein zeigt den größten Respon auf eine Variation in der Potential-Randbedingung.

Klimabild B1

Das perigiaziale Bild kann in Situationen mit und ohne kontinuierlichen Permafrost in den Flußtälern unterschieden werden. Klimabild B1 ist repräsentativ für die Perioden mit diskontinuierlichem Permafrost außerhalb der Flußtäler. In Anlage B.5 sind die berechneten Standrohrspiegelhöhen für die Oberseite des Modells wiedergegeben. Der Verlauf der Standrohrspiegelhöhe spiegelt besonders die Lage der Exfiltrationszone um den Großen Bruch herum wieder. An beiden Seiten dieser Exfiltrationszone nimmt die Standrohrspiegelhöhe bis aufwerte um ± 120 m NN zu. Der übrige Teil des Gebietes zeigt wenig Variation. Der Verlauf von Exfiltration und Infiltration wird in Anlage B.6 dargestellt. In den Flußtälern werden Exfiltrationswerte zwischen 50 und 200 mm/Jahr berechnet. An der Stelle des ERAM beträgt die Exfiltration der Aller ungefähr 100 mm/Jahr. Außerhalb der Flußtäler findet hauptsächlich Infiltration statt, besonders in den höheren Teilen wie Lappwald Scholle, Elm, Fallstein, Huy, Ascherslebener Sattel und entlang des Harznordrandes. Die Infiltrationswerte liegen hauptsächlich in der Größenordnung von 10-50 mm/Jahr.

Klimabikl B2

In Klimabild B2 wird, anders als in Klimabild B1, von einem kontinuierlich herrschenden Permafrost außerhalb der Flußtäler ausgegangen. Der Permafrost sorgt dafür, daß der größte Teil des Subherzynen Beckens für Exfiltration und Infiltration undurchlässig wird, und daß Exfiltration und Infiltration nur in den Flußtälern auftreten kann. Das Bild der Standrohrspiegelhöhenverteilung für die Oberseite des Modells wird in Anlage B.7 wiedergegeben. Es entsteht ein relativ flaches Bild, in der die Lage der Flüsse noch einigermaßen wiederzufinden ist. Die berechneten Werte für Exfiltration und Infiltration sind in Anlage B.8 zu finden. Es ist deutlich zu sehen, daß unter diesen Umständen in den höher gelegenen Flußtälern Infiltration, und in den tiefer gelegenen Gebieten Exfiltration stattfindet. Hierdurch verändert sich die Aller auf der Höhe von Morsleben von einem exfiltrierenden zu einem infiltrierenden Fluß. Flußabwärts findet wieder Exfiltration statt. Exfiltration und Infiltration variieren um Werte von 10 mm/Jahr und sind daher um eine Größenordnung kleiner als unter heutigen Bedingungen, bzw. unter den Bedingungen von Klimabild B1.

Klimabild C2a

Das Klimabild C2a ist repräsentativ für eine Periode kurz vor dem glazialen Maximum. Das Inlandeis erreicht gerade das Subherzynes Becken. Vor der Inlandeisrandzone bilden sich exfiltrierende randglaziale Stauseen. Die Standrohrspiegelhöhen im größten Teil des Gebietes (Anlage B.9) variieren zwischen 100 und 150 m, übereinstimmend mit der Höhe des Wasserspiegels im Tal des Großen Grabens und der Aller bei ungefähr 120 m. Für den nördlichsten Punkt des Modellgebietes werden Standrohrspiegelhöhen von mehr als 500 m, im Osten von bis zu 350 m berechnet. Diese hohen Standrohrspiegelhöhenwerte sind der Lage der Eiskappe und den hierdurch entstehenden hohen Infiltrationsdrücken zuzuschreiben. Auch im Muster des vertikalen Stromes durch die Oberseite des Modells (Anlage B.10) kommt die dränierende Wirkung des randglazialen Stausees im Tal des Großen Grabens und der Aller zum Ausdruck. Hier werden Exfiltrationswerte von mehr als 100 mm/Jahr berechnet. Unter der Inlandeiszone im Norden des Gebietes findet ebenfalls größtenteils Exfiltration statt. Im Osten (Elbegebiet) wird eine geringe Infiltration (0 bis 10 mm/Jahr) berechnet.

Klimabild C1

Klimabild C1 ist repräsentativ für das glaziale Maximum, wobei das Inlandeis bis zum Harz reicht. Die Standrohrspiegelhöhe variiert zwischen weniger als 50 m im Südwesten bis zu mehr als 500 m im nördlichen Teil des Gebietes (Anlage B.11). Im Bereich des ERAM beträgt die Standrohrspiegelhöhe ungefähr 350 bis 400 m, was mit dem supraregionalen Modell übereinstimmt (300-400 m). Exfiltration und Infiltration sind in Anlage B.12 wiedergegeben. Die Ergebnisse des Modells zeigen, daß in einem großen Teil des Gebietes Infiltration stattfindet. In einer Zone die etwa SE-NW verläuft, findet Exfiltration statt. Auch im Allertal, auf der Höhe des ERAM, findet Exfiltration statt. Im größten Teil des Gebietes beträgt die Exfiltration ca. 0 bis 10 mm/Jahr. Auf den ersten Blick scheint die Zone, in der die Exfiltration lokalisiert ist, mit der Lage der Beienrode-Staßfurt-Salzantiklinale und dem Ascherslebener Sattel zusammenzufallen. Exfiltration hängt mit der Tatsache zusammen, daß ein unterirdisches Abfließen des infiltrierten Gletscherwassers durch die oberflächennahe Lage der Salzstrukturen nicht möglich ist. Entlang der undurchlässigen Strukturen steigt das Wasser auf.

Klimabild C2b

Mit dem Klimabild C2b wird eine Situation modelliert, die repräsentativ für eine sich zurückziehende Inlandeisfront ist. Durch höhere Temperaturen entwickelt sich außerhalb der Flußtäler und randglazialen Stauseen ein diskontinuierlicher Permafrost. Der Rand der Inlandeiszone befindet sich noch gerade innerhalb des Subherzynen Beckens und am Oberlauf der Aller. Im Tal des Großen Grabens

werden randglaziale Stauseen gebildet, die auf einer Höhe von etwa 110 m +NN liegen. Für den größten Teil des Subherzynen Beckens liegt die Standrohrspiegelhöhe auf ungefähr 110 -150 m +NN (Anlage B.13). Im äußersten Norden des Modellgebietes werden Standrohrspiegelhöhen von bis zu 500 m +NN berechnet. Dies ist eine Folge der Lage der Inlandeisfront und der Grundwasserzufuhr von Norden. Infiltration findet nun auch wieder in den höher gelegenen Teilen des Gebietes statt und erreicht Werte zwischen 10 und 25 mm/Jahr (Anlage B.14). Exfiltration kommt besonders im Bereich der randglazialen Stauseen (maximal 100 mm/Jahr) und entlang des Inlandeisrandes vor, wo Werte von bis zu 200 mm/Jahr erreicht werden können. Auf der Höhe des ERAM findet hauptsächlich Infiltration statt. Im Tal der Aller kommt auch noch ein wenig Exfiltration vor.

4.4 Geomorphologische Situation

Die geomorphologische Typisierung ist für die Ausführung der Modellstudie bezüglich der Auswirkungen der fluviatilen Erosion wichtig, insbesondere für die Identifizierung von wichtigen landschaftsbestimmenden Prozessen und die Feststellung der räumlichen Dimensionen der Modelle. In diesem Abschnitt wird die Morphologie und Genese des Allertals beschrieben, wodurch in erster Linie Informationen für das Hebungsszenarium in der Modellstudie der fluviatilen Erosion gewonnen werden können.

4.4.1 Das Allertal

Das Gefälle

Gradientberechnungen von linearen Strecken entlang der heutigen Aller ergeben, das im Verlauf der Aller drei Gefälle-Klassen unterschieden werden können (Tabelle 4.13; siehe Abbildung 4.14). Geographisch kommen diese in zwei Gebieten vor:

Gebiet 1

Das Untere Allertal, das sich innerhalb des Urstromtals der Warthevereisung befindet, hat den niedrigsten Gradienten.

Gebiet 2

Das Obere Allertal, das durch den Teil der Aller gebildet wird, der seitlich von SE her in das Urstromtal mündet, hat viel steilere Gradienten als das Untere Allertal (Abbildung 4.14). Die Gradientenlinie zeigt, daß die Ebene des Unteren Allertals als lokale Erosionsbasis für das Obere Allertal fungiert. Im Knickpunkt, in der Nähe von Oebisfelde, ist ein Schuttfächer in der Gradientenlinie zu erkennen.

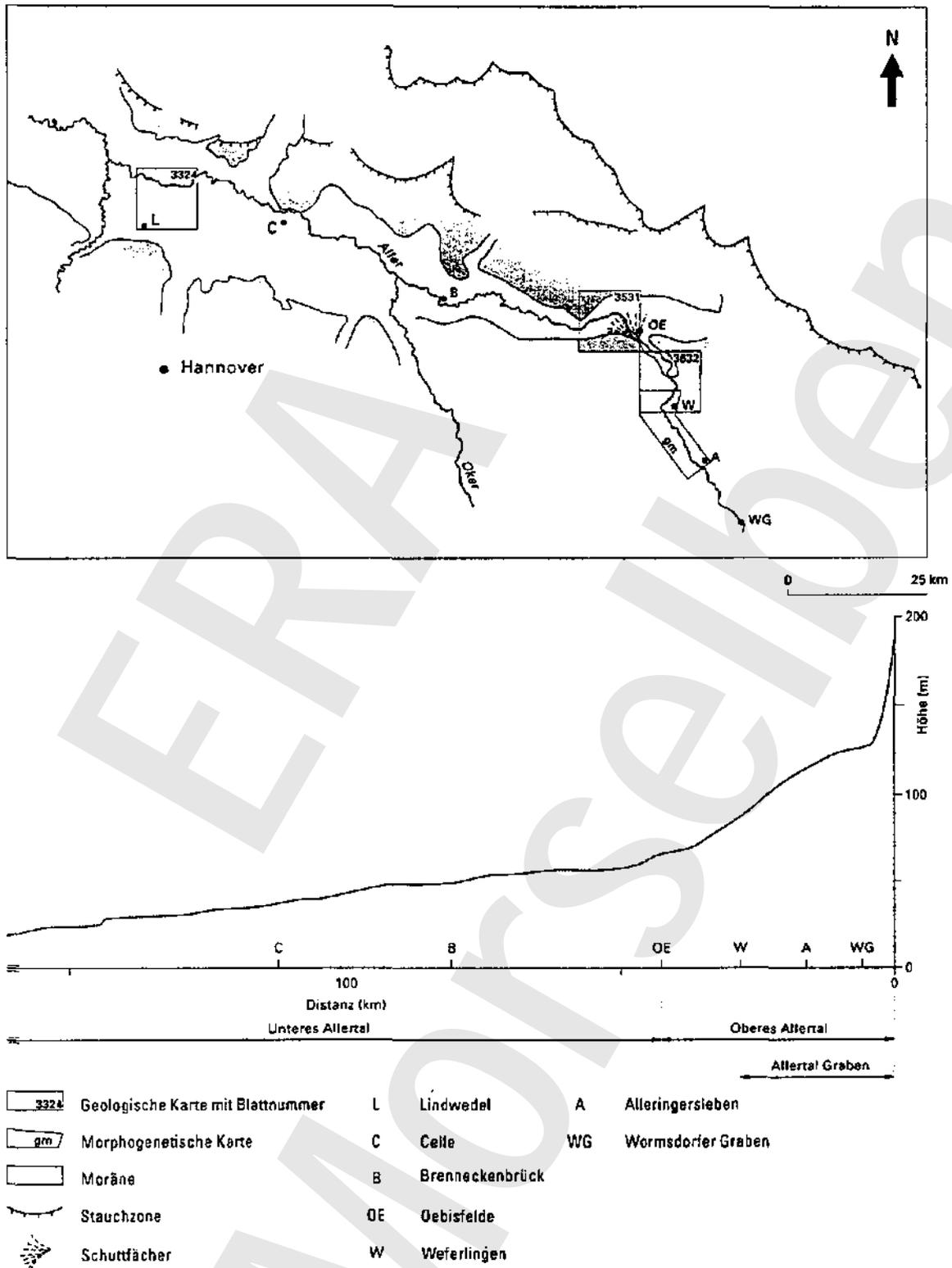


Abbildung 4.14 Skizze der Lage des Allertals und Gefällelinie der Aller.

Bei Weferlingen ist die Aller durch einen hohen Gradient gekennzeichnet (Tabelle 4.13). Dieses Gefälle markiert eine kurze SW-NE Strecke, die sich der Fluß durch Anzapfung außerhalb der strukturellen Grenzen des Grabens geschaffen hat.

Tabelle 4.13 Gradientberechnungen entlang der heutigen Aller.

Geographische Position	Gradient (cm/km)
Unteres Allertal (Urstromtal)	29 m/83 km = 35
Oberes Allertal	
- Quelle bis Wormsdorfer Graben	127 m/4,4 km = 1090
- Wormsdorfer Graben bis Oebisfelde	57 m/32,6 km = 175
- NE-Abschnitt bei Weferlingen	10 m/3 km = 330

Die häufig auftretenden Knicke im Längsprofil der Aller weisen daraufhin, daß die Aller in beiden Abschnitten nicht entsprechend einem Gleichgewichtsprofil strömt, da Gleichgewichtsprofile einen asymptotischen Gradienten zeigen. Abweichungen von einem derartigen Profil deuten daraufhin, daß die fluviatile Dynamik gesteuert wird durch andere, nicht an das Klima gebundene Faktoren, wie z.B. Tektonik oder lithologischer Aufbau des Untergrundes. Wichtige lithologische Variationen im Untergrund können häufig auf tektonische Strukturen zurückgeführt werden. Eine Analyse des Profils kann Einblick in die Faktoren geben, die zur Störung des Profils geführt haben. Weil datierbare Terrassen im Untersuchungsgebiet fehlen, können die Zeiträume, aus denen die Störungen stammen, nur indirekt ermittelt werden.

4.4.2 Unteres Allertal

Genese im Quartär

Das Untere Allertal wurde seit seiner Entstehung als Urstromtal des Eisrandes teilweise wieder aufgefüllt (Geologische Karten von Niedersachsen, Blätter 3324 und 353 I; Abbildung 4.14).

Der Geschiebemergel aus dem prä-Warthe-Stadium folgt morphologisch dem obersten Teil der Talwand. Hieraus folgt, daß hier an der Stelle des späteren Urstromtales schon vorher (prä-Saale) ein Tal bestand. Die Dimensionen dieses Paläotals sind nicht bekannt. Die Breite des heutigen Urstromtales beträgt bei Lindwedel 20 km und verengt sich flußaufwärts auf 15 km bei Celle und 1,5 km bei Borsfelde. Die erste Auffüllphase des Urstromtales fand vermutlich schon im jüngeren Drenthe-Stadium (9D2) während der Warthe-Degiaziation statt in dem das Allertal schon in Funktion war (MEYER, 1983a & b). Aus der Klimaentwicklung

während des Übergangs der Tiefseestufe 6 und 5 (siehe Klimakurve in Abbildung 4.3) kann man schließen, daß diese Phase nur einige 1000 Jahre (ca. 4 ka) dauerte.

Die Basis dieses Sedimentpaketes fällt von +5 m NN auf Blatt 3531 auf -3 m NN auf Blatt 3324. Der daraus zu berechnende Gradient ist 8m/83 km. Die Oberfläche dieser Einheit fällt von +52 m NN auf +23 m NN, bzw. in unteren Teilen von +44 m NN auf +13 m NN. Die Sedimente des flußaufwärts gelegenen Teils des Unteren Allertals stellen hauptsächlich Rinnenfüllungen dar, während der flußabwärts gelegene Teil des Sedimentkörpers eher flächenhaft als eine Decke ausgebildet ist (Geologische Karte von Niedersachsen, Blatt 3324). Diese keilförmige Geometrie läßt vermuten, daß diese Ablagerungen einen die Talwand begrenzenden Sander darstellen. Die Genese des Reliefs an der Oberfläche des vermuteten Sanders ist noch unklar. Ablagerungen des Eems kommen nicht vor. Der Sander liegt unter Sedimenten begraben, die aus dem Weichsel stammen. Die Mächtigkeit dieser Bedeckung beträgt auf Blatt 3324 12 bis 15 m. Die Mächtigkeit dieser Schicht auf Blatt 3531 variiert. An der Seite, wo das Obere Allertal in das Urstromtal mündet, scheint eine fächerförmige Struktur vorhanden zu sein. Die Bildung eines Fächers paßt gut zu dem beobachteten flacher werdenden Gradienten an der Stelle des Zusammenflusses. Die Mächtigkeit des Fächers nimmt von 15 auf 10 m ab. Die Mächtigkeit der Weichsel-Ablagerungen im übrigen Urstromtal liegt im Meterbereich. Für die Ablagerung der Sedimente des Weichseis standen etwa 60.000 a zur Verfügung (die Summe aller periglazialen Perioden im Weichsel). Verglichen mit der oben beschriebenen Saale-Auffüllung ist die durchschnittliche Akkumulationsgeschwindigkeit während des Weichseis also viel geringer. Innerhalb der Auffüllung des Weichseis ist keine weitere zeitliche Unterscheidung möglich.

Es sind drei Quellen der Weichsel-Sedimente möglich (siehe z.B. Geologische Karte von Niedersachsen, Blätter 3324 und 3531):

1. eine nördliche Zufuhr periglazialer Sedimente
2. eine südliche Zufuhr periglazialer Sedimente
3. Zufuhr einer kleinen Sedimentmenge vom Oberlauf der Aller

Eine weitere Differenzierung in Mengen ist nicht bekannt.

Das Gefälle

Im Unteren Allertal fällt auf, daß die Stufen im Längsprofil mit den Stellen zusammenfallen, an denen lokale Fächer in ein Urstromtal münden. Laterale Sedimentflüsse dominieren anscheinend über den Sedimenttransport der Aller. Dies entspricht den Kartierungsergebnissen des Kartenblattes Lindwedel (NlfB, 1981: Blatt Nr. 3324). Die laterale Zufuhr wird den Kaltzeiten zugeordnet, und zwar der späten Saalekaltzeit und der Weichselkaltzeit.

4.4.3 Oberes Allertal

Genese im Quartär

Informationen bezüglich des Oberen Allertals sind unterschiedlichen Quellen entnommen (SCHMIERER, 1908; KUGLER & VILLWOCK, 1995). Daneben wurde die Quartarbasiskarte 1:50.000 und die dazugehörigen Profile herangezogen. Jüngste Informationen stammen von BGR (1998).

Im SE von Weferlingen tritt die Aller aus dem Allertal-Graben heraus und ändert die Fließrichtung von SE-NW nach SW-NE. Diese SW-NE-Strecke ist gekennzeichnet durch ein starkes Gefälle von 330 cm/km (Tabelle 4.13), welches vermutlich sowohl strukturelle als auch lithologische Ursachen hat (Muschelkalk). Dort, wo stromabwärts wieder eine SE-NW-Richtung eingeschlagen wird, ist das Gefälle wiederum vergleichbar mit dem des oberen Teils der Aller.

Die wichtigsten Schlußfolgerungen für das Obere Allertal sind:

1. Die Fließrichtung der Aller ist bis Weferlingen durch die strukturellen Grenzen des Grabens vorgegeben. Innerhalb dieses Grabens besteht kein eindeutiger Zusammenhang zwischen der Lage des Flusses und dem darunterliegenden Saalargebirge. Allerdings scheint eine gewisse Beziehung zwischen lateraler Zufuhr von Böschungsmaterial und der Fließrichtung der Aller im Graben zu bestehen. Die spätere Zufuhr von durch Solifluktion verlagerte Hangrutschmassen zwingt die Aller in eine bestimmte Richtung.
2. Bei einer Anzahl von Profilen ist erkennbar, daß die Hänge des Grabens treppenförmig angelegt sind; auch die geomorphologische Karte zeigt terrassenähnliche Formelemente an. Viele dieser Formen scheinen an lithologische Unterschiede im Untergrund gebunden zu sein. Bisher konnten keine Sedimente festgestellt werden, die diese Terrassen als Akkumulationsbildungen hätten entstehen lassen (BGR, 1998b). Darum ist es nicht wahrscheinlich, daß SE-NW Strecke der Aller durch eine Senke führt, die durch Flußerosion gebildet wurde. Andere mögliche Erklärungen für diese Geländestufen können kryogene Sedimente aus periglazialen Perioden oder Ufer von Schmelzwasserseen der Saalekaltzeit sein. Diese Bildungen lassen es wegen ihres ungeklärten Alters nicht zu, damit eine Hebungsgeschichte zu rekonstruieren.
3. In einem Profil wurden altpleistozäne Flußsysteme angedeutet: zwei Stellen liegen auf einer vergleichbaren Höhe auf den Schultern des Graben und gehören möglicherweise zur gleichen Sedimentationsphase. In demselben Profil werden in der quartären Grabenfüllung auch präglaziale Kiese dargestellt. Die Zusammensetzung weicht von der der höher gelegenen Vorkommen ab. Es fehlt jegliche Andeutung bezüglich des Alters dieser Sedimente. Damit können keine Schätzungen der vertikalen Bewegungsgeschwindigkeiten gemacht werden.

4. Auch das Inlandeis der Elster-Vereisung folgte der Struktur der Senke, wie aus einer Serie subglazialer Depressionen, die teilweise mit Elster-Geschiebemergel, bzw. mit feinkörnigen Seeablagerungen des Holsteins gefüllt sind, geschlossen werden kann. Die Lage der Depressionen korreliert stark mit dem oberflächennahen Vorkommen von Steinsalz. Dieser Zusammenhang weist daraufhin, daß die Senken auch durch Subrosion gebildet wurden, die aufgrund von verstärkter Grundwasserzirkulation während der Elster-Inlandeisbedeckung auftrat. Nach dem Holstein wurde das Relief vollständig abgeflacht.
5. Das Fehlen einer grobkörnigen Komponente in diesen Seeablagerungen deutet daraufhin, daß der Fluß darin kein Delta gebildet hat und daher unter interglazialen Umständen wenig 'bedload' transportiert hat.
6. Grundmoränen des Drenthe-Stadiums sind örtlich an den Talhängen bzw. auf den Hochflächen zu finden. Ähnliches ist bei fluvioglazialen Sedimenten der Saalekaltzeit zu beobachten. Diese Tatsachen zusammen mit dem Fehlen von Subrosionssenken der Saalekaltzeit innerhalb des Grabens deuten daraufhin, daß das Saale-Inlandeis relativ wenig Auswirkungen auf das Obere Allertal gehabt hat.
7. Ablagerungen/Paläoböden des Eems fehlen bis auf die Vorkommen im Seeschen Bruch.
8. Während des Weichseis wurden 2 bis 3 m Sediment auf dem Talboden akkumuliert. Dieses Sedimentpaket verzahnt sich lateral mit Böschungsablagerungen. Zwischen Alleringersleben und Schwanefeld ist der Abrundungsgrad schlecht, aber er nimmt ab Schwanefeld zu. Die Querprofile von Dr. Ziermann zeigen, daß auch die Weichsel-Sedimente stromabwärts tiefer in Elster-Sedimente eingeschnitten sind. Die Gefällelinie zeigt keinen Knick, aus dem abzuleiten ist, daß das Weichsel-Profil im Gleichgewicht steht und der Einschnitt möglicherweise aus dem Spät-Saale oder Eem stammt. Zwischen Beendorf und Weferlingen stehen Niederterrassen an. Dies steht im Gegensatz zum stromaufwärts gelegenen Teil ab Beendorf, wo Auelehm die Niederterrassen in Form einer kolluvialen Schicht bedeckt.
9. Dieser Auelehm ist 1 bis 2 m mächtig. Er ist subrezentem Alters (jünger als 1250 Jahren. Chr.; BGR, 1997).

Das Gefälle

Das heutige Längsprofil kann in Abschnitte eingeteilt werden, die durch deutliche Veränderungen des Gradienten begrenzt werden. In Abbildung 4.15 ist stromabwärts folgende Unterverteilung erkennbar:

- A. ein steil-konkaver Abschnitt bis Punkt 1
- B. ein konvexer Teil, der bei Punkt 2 übergeht in
- C. einen geraden Abschnitt, der bei Punkt 3 übergeht in
- D. einen schwächer abfallenden Teil
- E. ein Abschnitt zwischen 4 und 5
- F. bei 5 mündet das Tal aus in das Urstromtal

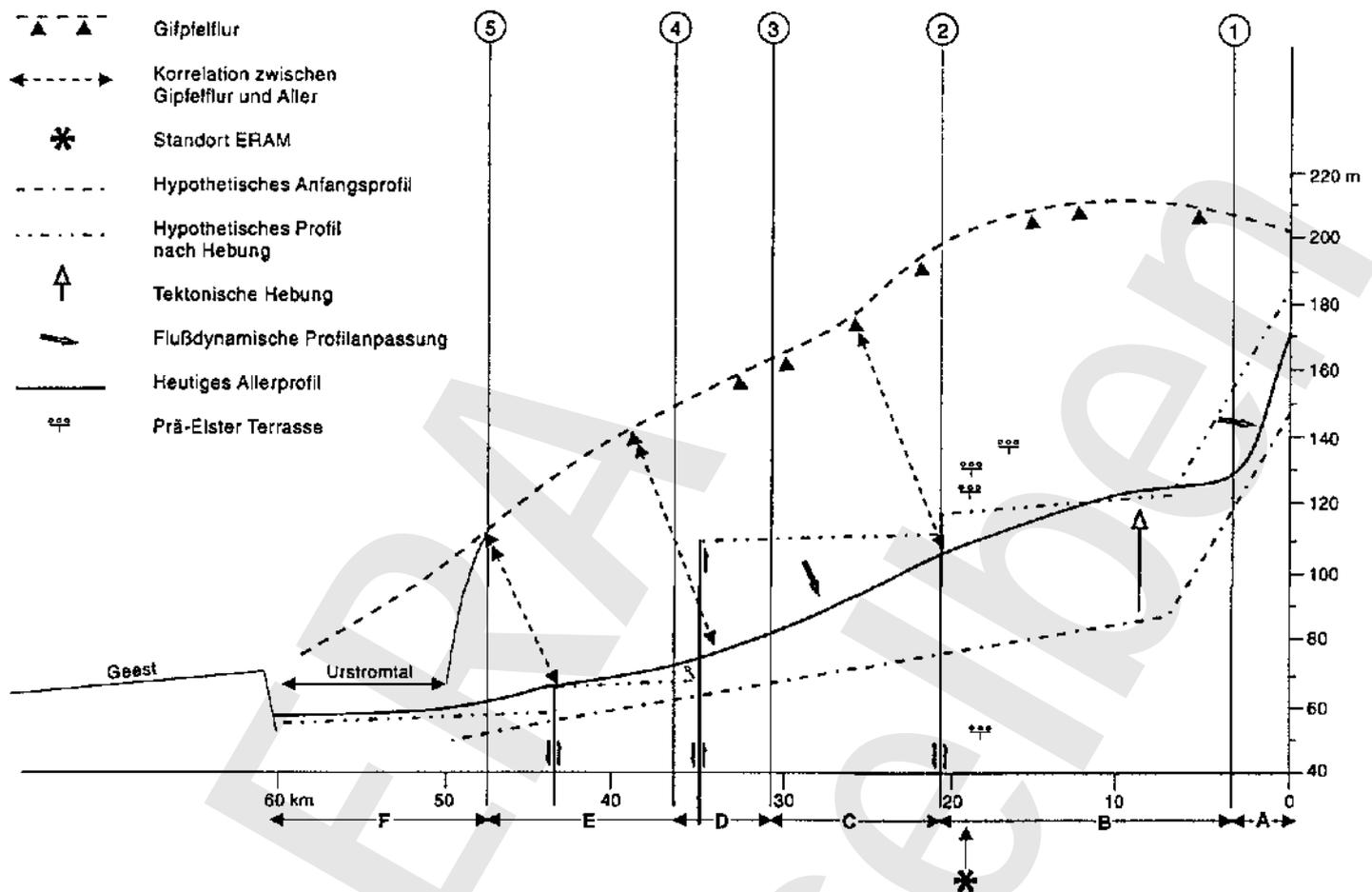


Abbildung 4.15 Morphogenetisches Konzept für den Oberlauf der Aller.
(Heutige Gefällelinie, die Gipffelkur und die postulierten Bruchschollen).

Zum Vergleich mit dem Längsprofil ist in Abbildung 4.15 auch die Gipffelkur dargestellt, und zwar so, wie diese durch die höchsten Gipfel der Lappwald Scholle südwestlich der Allertalzone widergespiegelt wird. Der dahinterliegende Gedanke ist: Beide Strukturen haben die gleiche Streichrichtung.

Eine mögliche Parallelität in den Formen kann daraufhinweisen, daß Strukturen senkrecht zur Streichrichtung aktiv sind.

Das Profil der Gipffelkur zeigt im Groben eine morphologische Zweiteilung:

- eine schiefe Fläche und
- eine gebogene Fläche oberhalb von 180 m.

In südöstlicher Richtung von der Quelle der Aller bleibt die Gipffelkur auf einer Höhe von ungefähr 200 m. Die Korrelation zwischen der Lage der Gipffelkur und dem Profil der Aller ist in Abbildung 4.15 wiedergegeben.

Der auffallendste Knick im Allerprofil ist bei Punkt 1 zu finden. Wir nehmen an, daß die Talform von diesem Punkt an stromaufwärts das Relikt eines am weitesten stromaufwärts gelegenen Teils eines ursprünglichen Gleichgewichtsprofils darstellt. Sowohl die Gipfflur als auch das Allerprofil haben hinter Punkt 1 eine konvexe Form, die als das Resultat einer Hebung interpretiert wird.

Zwischen den Punkten 2 und 3 folgt der Fluß einem geraden Abschnitt. Die Neigung der Gefällelinie verläuft dem Gipfflurprofil parallel, über den Punkt hinaus, an dem sich die Form von einem konvexen zu einem geraden Abschnitt verändert. Zwischen den Punkten 3 und 4 verflacht das Allerprofil. In diesem Abschnitt dominieren die Niederterrassen. Diese kommen auch noch in geringer Anzahl stromaufwärts von Punkt 3 vor. Zwischen den Punkten 4 und 5 folgt der Fluß einer Grenzzone zwischen dem Flechtinger Höhenzug und der Weferlingen-Schönebecker Scholle. Hinter Punkt 5 mündet ein flacher Fächer in das Urstromtal.

Im Bereich des Allertales besteht zwischen dem Nordufer und dem Südufer des Urstromtales ein Höhenunterschied von ca. 20 m. Außerdem ist das Gebiet nördlich des Urstromtales viel flacher als das südlich gelegene Gebiet. Diese morphologischen Unterschiede weisen daraufhin, daß das Urstromtal einer tektonischen Scharnierzone folgt mit einer in südöstlicher Richtung verstärkten Hebung/Schrägstellung. Diese Bewegungen spiegeln sich im Gipfflurprofil wider.

Hebungshypothese

Meßdaten, mit denen die Evolution des Tales unumstößlich rekonstruiert werden kann, fehlen. Jede Annahme ist daher diskutabel. Als Ausgangspunkt für eine chronologische Entwicklung werden die Prä-Elster-Schotter genommen. In Abbildung 4.15 ist die Verbreitung der Prä-Elster-Schotter wiedergegeben. Sie liegen topographisch auf zwei Niveaus:

- tief im Tal unter glazialen Sedimenten;
- auf den Schultern des Allertales, wo sich das Tal stark erweitert.

Diese morphologische Einteilung ist charakteristisch für viele europäische Mittelgebirge. Die allgemeine Morphologie des Flußtales wird von einer mittelpleistozänen Hebung verursacht, die vor ca. 1 Ma (VAN DEN BERG, 1994) anfängt. Als Ergebnis der mittelpleistozänen Hebung sind unter optimalen Bedingungen zwischen 9 und 11 Flußterrassen erhalten geblieben. Die 11 Terrassen entlang der Weser (ROHDE, 1989) sind ein gutes Beispiel dafür. Das vereinzelte Vorkommen von tief gelegenen Schottern mit abweichender Zusammensetzung kann nicht in ein konsistentes Modell fluviatiler Erosion integriert werden; es handelt es sich hier um durch Subrosion bewegte Sedimente (ZWIRNER, 1998). Diese Daten werden darum für das Konzept der Flußdynamik außer Acht gelassen.

Ein zweiter Zeitindikator wird auch in niederländischen Sedimenten gefunden, die korrelierbar sind mit Flüssen, die ihre Sedimente aus den norddeutschen Mittelgebirgen mitführten: die Formationen von Enschede und Urk (Mengzone) spiegeln in ihrer Zusammensetzung die verstärkte Hebung der Deutschen Mittelgebirge wieder. Ihr Alter umfaßt die Periode von Bavel bis Mittel-Cromer (1 bis 0,6 Ma; siehe auch ZAGWIJN, 1985). Wenn die Bildung dieser Schotter vor Elster eingestuft wird, muß ein alternatives, extrem junges Alter für die Schotter angenommen werden (ca. 400.000- 450.000 vor heute) (EISMANN, 1994).

Wenn man die beiden am höchsten gelegenen Vorkommen der Prä-Elster-Schotter verbindet, entsteht eine Linie, deren Neigung (Gefälle) vergleichbar ist mit der der Gipfflur. Deshalb wird angenommen, daß diese beiden Vorkommen zu einem Terrassenniveau gehören. Dieses angenommene Niveau befindet sich 27 m über der Basis der Weichsel-Sedimente im Allertal. Das Niveauunterschied ist zum Teil auch subrosionsbedingt und ist nicht nur auf Hebung zurückzuführen. Die resultierenden Schätzungen der Hebungsgeschwindigkeit wird eher zu hoch als zu niedrig sein.

Die Höhendaten in Kombination mit oben genannter Altersannahme resultieren in den folgenden mittleren Hebungsgeschwindigkeiten: 0,027 mm/Jahr bei einer angenommenen Periode von 1 Ma; 0,045 mm/Jahr bei einer angenommenen Hebungperiode von 400.000 Jahren. Die Größenordnung dieser Geschwindigkeiten scheint für die Ränder der europäischen Mittelgebirge annehmbar zu sein.

KUGLER & VILLWOCK (1995) beschreiben ebenfalls einige Szenarien, um die Geschwindigkeiten der vertikalen Bewegungen des Allertals abschätzen zu können. Der von ihnen gefundene Bereich (0,03 - 0,08 mm/Jahr) für Geschwindigkeiten, die nicht durch lokale Subrosion verursacht sind, stimmt relativ gut mit den hier gefundenen überein. Für lokale Subrosion finden sie allerdings viel höhere Geschwindigkeiten.

Die von KUGLER & VILLWOCK (1995) berechneten Geschwindigkeiten, die für einen relativ kurzen geologischen Zeitraum gelten (Frühes Weichsel und Holozän), gehen davon aus, daß sich das Längsprofil der Aller nicht verändert und die Sedimente durch Akkumulation vor Erosion geschützt bleiben. Dieses Modell widerspricht einem sich dynamisch verändernden Längsprofil, wie es in dieser Untersuchung angewandt wird. Daher wurden diese Szenarien nicht übernommen.

Tektonik und Lineationen

Im Abschnitt 'Das Gefälle' wird auf das Bestehen einer möglichen tektonischen Scharnierzone in der Höhe des Urstromtales verwiesen. Aus der Geologischen Übersichtskarte (NlfB/BGR, 1974) geht u.a. hervor, daß das Mittelgebirge von Lineationen durchschnitten wird. Allerdings lassen sich auf dieser Karte keine direkten Hinweise auf junge Tektonik im Norddeutschen Tiefland finden.

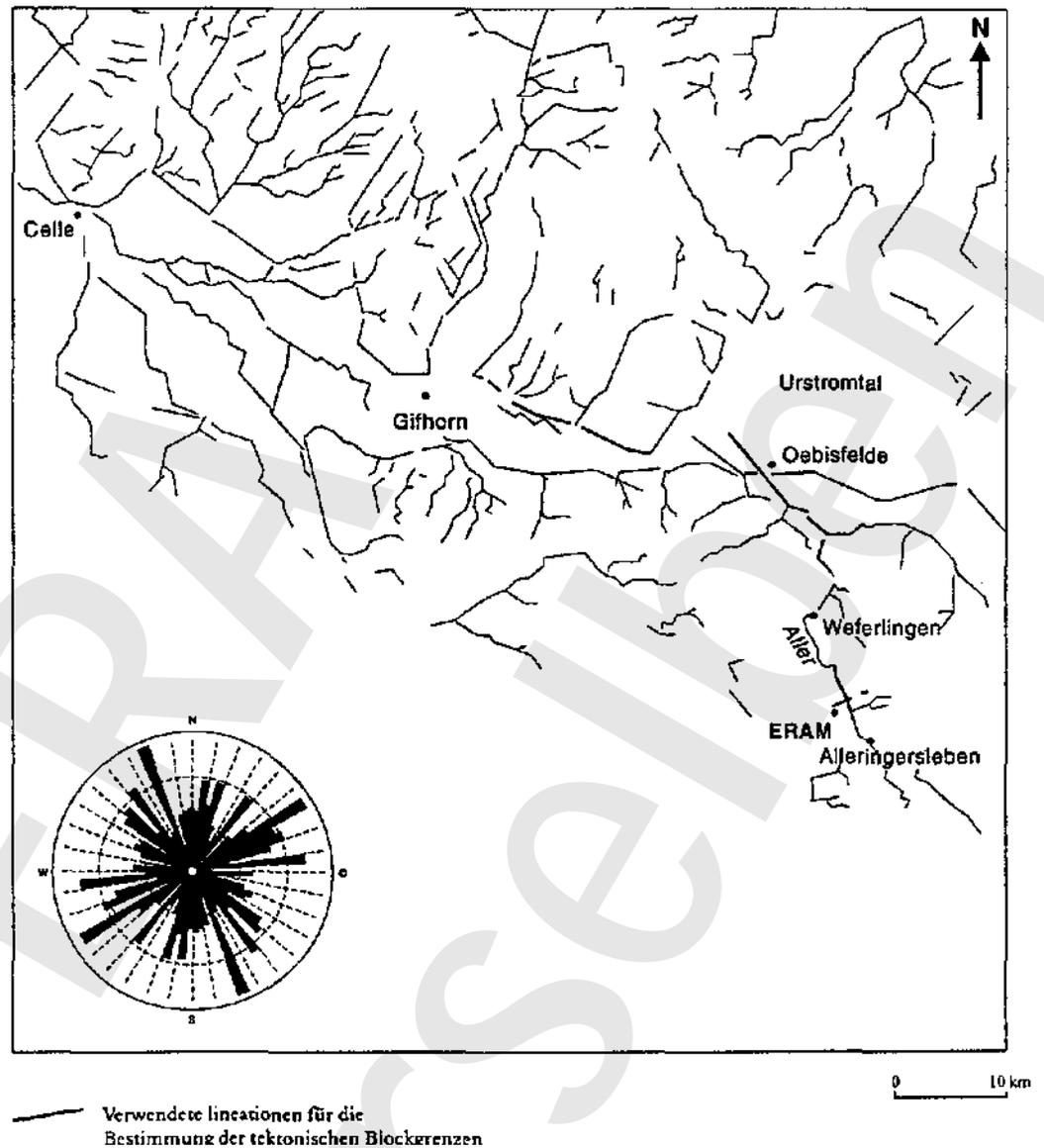


Abbildung 4.16 Karte mit den Lineationen am Nordrand der deutschen Mittelgebirge und eines Teils der norddeutschen Tiefebene.
(Lineationen abgeleitet aus fluviatilen Merkmalen im Gelände und in einer Richtungsrose verarbeitet).

Das allgemeine morphogenetische Konzept für das Geest-Gebiet ist das einer glazial gebildeten Landschaft. In diesem konzeptuellen Modell stellt das Urstromtal das Entwässerungssystem für das glaziale Schmelzwasser dar. Es wird angenommen, daß die Dimensionen des Tales mit der benötigten Transportkapazität im Gleichgewicht stehen.

Die Geologische Übersichtskarte zeigt, daß

- die Breite des Tales stark variiert, nämlich von 1,5 km bei Wolfsburg bis ungefähr 20 km östlich und westlich dieser Stadt
- die Ufer, besonders das Nordufer, lange gerade Abschnitte mit sehr auffallenden sich entsprechenden Ecken zeigen.

Beide morphologischen Charakteristika stimmen nicht ganz mit einem einfachen glazio-fluviatilen Konzept für die Bildung des Urstromtales überein. Die geringe Breite bei Wolfsburg paßt übrigens sehr gut zu den Dimensionen des glazio-fluviatil gebildeten Talsystems im Großen Bruch. Die Formen der Talränder erinnern stark an eine durch Bruchtektonik bestimmte Konfiguration von Lineationen.

Dieses Bild wird noch dadurch verstärkt, daß das Streichen von bestimmten langen Lineationen mit den Störungsrichtungen in den Mittelgebirgen übereinstimmt.

Um dieses Konzept näher zu analysieren, sind auf Basis der Geologischen Übersichtskarte (NLFB/BGR, 1974) für ein großes Gebiet fluviatile Landschaftsformen ausgewertet worden (Abbildung 4.16). Das Gebiet umfaßt das Allertal, das Urstromtal und das Geest-Gebiet. Die hieraus abgeleitete Richtungsrose zeigt eine Anzahl von bevorzugten Richtungen. Diese Orientierung schließt gut an das Streichen der tektonischen Lineationen im Harz an (FRANZKE et al., 1994).

Diese Gruppe von indirekten Beweisen weist auf aktive neotektonische Bewegungen hin, wobei bestimmte alte Lineationen im Deckgebirge reaktiviert werden.

Die Anwesenheit dieser Lineationen in einer glazial gebildeten Landschaft zeigt, daß Tektonik auch im Quartär in der Morphogenese der Landschaft eine Rolle spielt, insbesondere bei der Genese des Oberen Allertales. Für die chronostratigraphische Einpassung dieser Neotektonik wird von der sedimentären Auffüllung des Urstromtales ausgegangen. Hier kommen ausschließlich talgebundene Flußsedimente vor, die aus den zwei letzten Eiszeiten stammen. Weil hier vorausgesetzt wird, daß die Inlandeisbelastung bei der Reaktivierung der Neotektonik eine Rolle gespielt hat, wurde für deren Beginn ein Alter von etwa 250.000 Jahren gewählt. Eine präzisere Bestimmung des Alters ist kaum sinnvoll, da die dazugehörigen Geschwindigkeiten für die vertikale Bewegung doch aufgrund des heutigen Profils kalibriert werden (siehe auch Abschnitt 6.1). Es ist wichtig zu bemerken, daß bestimmte Lineationen möglicherweise reaktiviert wurden (Abbildung 4.16). Beim Modellieren der Flußdynamik des Allertals werden diese Lineationen als Ausgangspunkt für einen Iterationsprozeß genommen, der die für das Modell optimale Lage der Bruchschollen bestimmt.

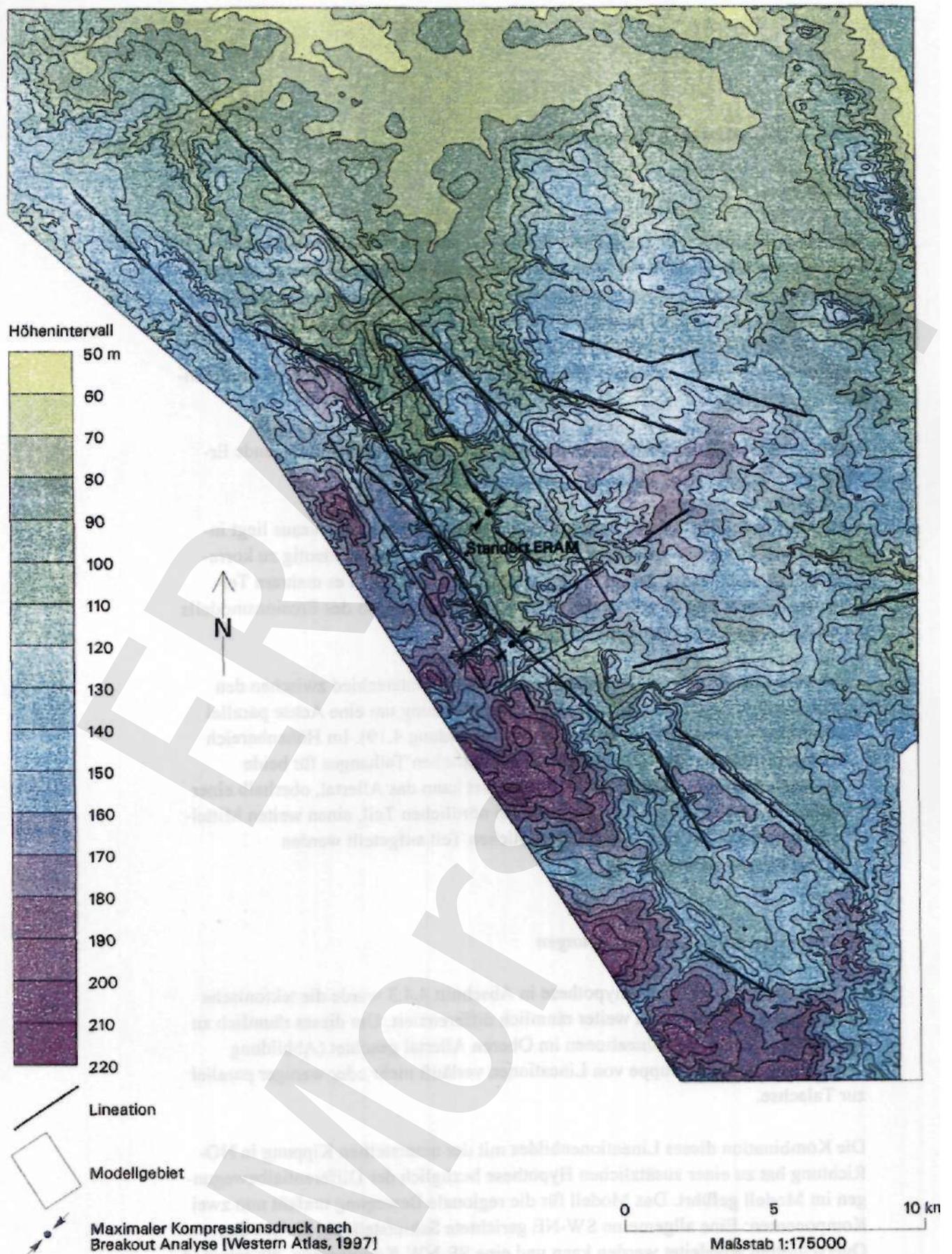


Abbildung 4.17 Höhenlinienbild für das Einzugsgebiet des Oberlaufs der Aller. (Von der Topographischen Karte 1:50.000, ebenfalls dargestellt Lage des lokalen Modellgebietes, topographische Lineationen und abgeleitete Hauptspannungsrichtungen aus Breakout-Analyse (WESTERN ATLAS, 1997)).

4.4.4 Das Allertal im Standortbereich

Das Relief

Das Höhenlinienbild wird in starkem Maße von einer Serie kleiner Seitentäler bestimmt, die allerdings in der 3D-Modellierung nicht mitberücksichtigt werden (siehe Abbildung 4.17). Zur Darstellung der Modelldimensionen wurden aufgrund des generalisierten Höhenlinienbildes zwei Talprofile konstruiert (Abbildung 4.18). Die Profile sind so ausgewählt, daß mögliche Terrassenniveaus angeschnitten werden, um damit Unterschiede in der Talmorphologie zu verdeutlichen.

Das Reliefbild und die Profile durch das Allertal veranschaulichen folgende Erkenntnisse:

- Die vertikale räumliche Anordnung verschiedener Terrassenniveaus liegt innerhalb des 10 m Höhenintervalls. Deshalb sind sie nicht eindeutig zu korrelieren, zudem fehlen Leithorizonte. Im Allertalbereich gibt es mehrere Terrassenniveaus, so daß jede denkbare Anpassung innerhalb des Erosionsmodells zum Zwecke der Kalibrierung möglich wäre.
- Die Form der Talprofile, insbesondere der Höhenunterschied zwischen den Talschultern, legt nahe, daß von einer Schiefstellung um eine Achse parallel zur Talachse ausgegangen werden kann (Abbildung 4.19). Im Höhenbereich zwischen 120 und 150 m ist die Form des östlichen Talhanges für beide Schnitte wesentlich anders. Im Modellgebiet kann das Allertal, oberhalb einer Höhenlage von 120 m, in einen schmalen nördlichen Teil, einen weiten Mittelteil und wiederum einen schmalen südlichen Teil aufgeteilt werden (Abbildungen 4.17 und 4.18).

Hypothese zu Differentialbewegungen

Ausgehend von der Hebungshypothese in Abschnitt 4.4.3 wurde die tektonische Hebung im Standortbereich weiter räumlich differenziert. Um dieses räumlich zu spezifizieren wurde auf Lineationen im Oberen Allertal geachtet (Abbildung 4.17). Eine wichtige Gruppe von Lineationen verläuft mehr oder weniger parallel zur Talachse.

Die Kombination dieses Lineationenbildes mit der unterstellten Kippung in NO-Richtung hat zu einer zusätzlichen Hypothese bezüglich der Differentialbewegungen im Modell geführt. Das Modell für die regionale Bewegung umfaßt nun zwei Komponenten: Eine allgemeine SW-NE gerichtete Schiefstellung, die aus den Querschnitten abgeleitet werden kann und eine SE-NW-Komponente, die schon in Abschnitt 4.4.3 angeregt worden war.

0 1 2 3 4 5 km

ERA
Morseleben

*Abbildung 4. IS Stark vereinfachte Reliefkarte des SD-Modellgebietes im Bereich des Standortes ERAM.
(Vom Höhenlinienbild in Abbildung 4.17).*

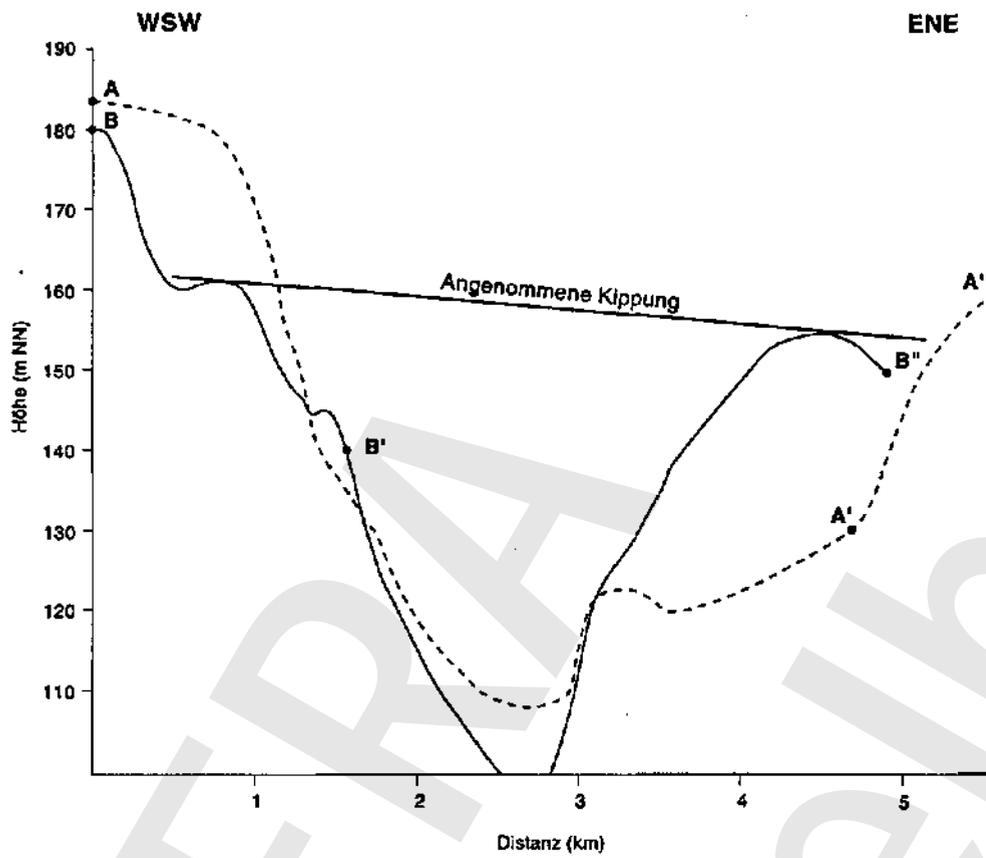


Abbildung 4.19 Morphologische Profile quer zum Allertal.
(Profile mit maximaler Anzahl von terrassenförmigen Verflachungen).

5 Ausmaß der Subrosion

Die Modeüstudie hat das Ziel, die Bandbreite der Subrosionseffekte unter Einfluß von erwarteten Klimaveränderungen in den kommenden 150 ka für den Bereich des Standortes ERAM festzustellen. Die Beziehung zwischen großräumigen Klimaeffekten und Grundwasserströmungen wird in Abschnitt 4.3 beschrieben.

5.1 Herangehensweise

Für das ERAM wird das Subrosionsverhalten der Salzstruktur für 6 verschiedene Klimabilder innerhalb der Periode ab der Saaleeiszeit berechnet. Die Klimabilder sind so in einer Zeitserie geordnet, daß diese Serie repräsentativ für einen Klimablauf im späten Quartär ist.

Die Variationen im globalen Klima, die für diese Periode rekonstruiert werden, hatten Einfluß auf das Grundwasserströmungssystem. So kann man annehmen, daß während der Eiszeiten schmelzendes Inlandeis die wichtigste Recharge-Quelle war. Berechnungsergebnisse zeigen, daß durch eine hohe Recharge-Kapazität unter dem Gletscher und eine verminderte Discharge-Kapazität am Fuß des Gletschers durch Permafrost hohe Fließgeschwindigkeiten des Grundwassers erreicht werden können (BOULTON & CURLE, 1997). Dieses kann dementsprechend eine Zunahme der Subrosion an Salzstrukturen zur Folge haben. Eine Senkung des Meeresspiegels während glazialer Perioden führt nicht zu einer Zunahme der regionalen hydraulischen Gradienten im Oberlauf der Aller.

Bei der Analyse des Klimaeinflusses, insbesondere des Einflusses der Vereisung auf das Ausmaß der Subrosion an der Salzstruktur Morsleben, werden die Randbedingungen für das lokale Modell von den Randbedingungen des regionalen Modells abgeleitet. Weil das regionale Modell ein Süßwassermodell ist und das lokale Modell die Grundwasserströmung unter Einfluß von Dichteunterschieden betrachtet, ist es nicht möglich, die Standrohrspiegelhöhen des regionalen Modells als Randbedingungen auf das lokale Modell zu übertragen. Darum wird das Geschwindigkeitsfeld am Rand des lokalen Modells aus dem berechneten Geschwindigkeitsfeld des regionalen Modells hergeleitet. Dabei wird von der Annahme ausgegangen, daß deutlich ausgeprägte Grundwasserscheiden im regionalen Modell auch als Grundwasserscheiden im lokalen Modell betrachtet werden können.

Für die Modellrechnungen zur Subrosion wurden Profile benutzt, die für den geologischen Aufbau des Untergrundes in der Nähe des Standortes ERAM repräsentativ sind. Die Profile sind senkrecht zur Längsrichtung des Allertales orientiert.

Für die Berechnungen wurde ein repräsentatives geologisches SW-NE-Profil benutzt, das schon für andere Simulationen bei der BGR und COLENCO benutzt wurde (Abbildungen 5.1 und 5.2; siehe auch BGR, 1995: Schnitt 12-12'). Dieses Profil und die dazugehörigen Querschnitte werden nachfolgend mit dem Code 2D-M1 bezeichnet, im Verlauf des Projektes wurden aktuellere Daten über den hydrogeologischen Aufbau des Untergrundes in der Nähe des Standortes ERAM bekannt. Basierend auf diesen neuen Daten stellte die BGR ein aktualisiertes repräsentatives geologisches 2D-Querprofil des Untergrundes und die entsprechende Parametrisierung zur Verfügung. Dieses neue Profil und die dazugehörigen Berechnungen werden mit der Abkürzung 2D-M2 bezeichnet.

Die Berechnungen mit dem neuen Modell 2D-M2 dienen unter anderen zur Verifizierung der schon durchgeführten Berechnungen mit dem Modell 2D-M1. Beide Berechnungen wurden aufeinander vergleichbare Weise durchgeführt.

Mit dem repräsentativen Schnitt (2D-M1) wird die Subrosion für die 6 Klimabilder der Tabelle 4.3 berechnet. Weil das lokale Modell ein instationäres Modell ist, und weil die Klimabilder nur für eine bestimmte Periode gültig sind, wurde eine Abfolge wie in Tabelle 4.3 eingehalten. Bei der Berechnung wird von einer Verteilung der Massenfraktion des gelösten Stoffes ausgegangen, wie sie mit dem Modell für den Ist-Zustand nach einer Periode von 50.000 Jahren berechnet wurde. Deren Verteilung wird als repräsentativ für eine stationäre Situation unter den heutigen Bedingungen angesehen. Die Verteilung der Massenfraktion am Ende eines Klimabildes wird als initiale Massenfraktion für das folgende Klimabild benutzt. Die Randbedingungen für die aufeinanderfolgenden Berechnungen werden vom regionalen Modell abgeleitet. An beiden Seiten des lokalen Modells werden Flußrandbedingungen für die Einheiten Unterer Buntsandstein, Mittlerer Buntsandstein, Muschelkalk und Rhät festgelegt. Die Flüsse werden durch Projektion auf den Rand des lokalen Modells für die jeweils übereinstimmenden Einheiten an der linken und rechten Seite des Modells bestimmt. Weiterhin gilt, daß die Massenfraktion sich an diesen Rändern nicht verändert. An der Oberseite des Modells wird, mit Ausnahme des Bereiches, in dem Permafrost vorkommt, eine Potentialrandbedingung festgelegt, die mit der Berechnung aus dem regionalen Modell übereinstimmt. Der Teil des oberen Randes, der mit dem Gebiet des kontinuierlichen Permafrostes zusammenfällt, wird als eine 'no-flow-boundary' angesehen und ist für Flüssigkeiten und Inhaltsstoffe undurchlässig.

Mit Hilfe des neuen Schnitts (2D-M2) wird als Test das heutige Klimabild A durchgerechnet.

[n den für verschiedene Klimabilder durchgeführten Subrosionsrechnungen an der Salzstruktur Morsleben wird von folgenden Annahmen ausgegangen:

- Die Periode, für die ein Klimabild gültig ist, ist länger als der Zeitraum, der nötig ist, um einen stationären Subrosionsprozeß zu erreichen.
- Die Geschwindigkeit der Subrosion hängt ausschließlich von der Geschwindigkeit und Richtung der Grundwasserströmung und dem Diffusions-/Dispersionsprozeß im Strömungsbereich der Salzstruktur ab.
- Die Aufstiegs geschwindigkeit des Salzes ist gleich der Subrosionsgeschwindigkeit, d.h., daß sich die Lage des subrodierten Satzspiegels nicht verändert.
- Die Einflüsse von weiteren hydrochemischen, geochemischen und tektonischen Faktoren auf den Subrosionsprozeß werden außer Acht gelassen.

5.2 Beschreibung der Eingabedaten

5.2.1 2D-M1: Erstes repräsentatives Modell

Für die erste Analyse des Ausmaßes der Subrosion wird ein repräsentatives 2D-Modell genutzt, das im BGR-Bericht (1995) als Schnitt 12-12' bezeichnet wird. Dem Modell liegt eine hydrogeologische Schematisierung zugrunde, die durch COLENCO und BGR für andere Grundwasserströmungsmodelle verwendet wurde. Die BGR benutzte für diese Berechnungen den Programmcode SUTRA (VOSS, 1984). Weil METROPOL und SUTRA im allgemeinen vergleichbar sind, können für METROPOL nahezu die gleichen Daten benutzt werden wie für SUTRA. Bei den Berechnungen geht man daher im wesentlichen von dem Gitter und von den Parametern aus, die auch in SUTRA verwendet wurden. Deshalb sollten die Ergebnisse dieser Rechnungen qualitativ vergleichbar sein.

Die wichtigsten Anpassungen sind:

- 1 In METROPOL können als Folge eines Durchlässigkeitsunterschiedes von mehr als zwei Größenordnungen in benachbarten Gitterblöcken Konvergenzprobleme entstehen. Dort, wo dies der Fall ist (Sollingfolge, Oberkreide) wird das Gitter verfeinert. Den zusätzlichen Gitterblöcken wird eine Permeabilität entsprechend einem logarithmischen Verlauf zwischen den zwei hydrogeologischen Einheiten zugeordnet.
- 2 In METROPOL wird eine exponentielle Beziehung für die Dichte als Funktion der Massenfraktion ρ verwendet. In SUTRA benutzt man eine lineare Funktion. Der Unterschied beträgt maximal 1% und ist nicht relevant für das letztendliche Rechenergebnis.
- 3 In den Berechnungen von METROPOL beträgt der Wert für die minimale Massenfraktion 10^{-6} . Dieses entspricht ca. 10 mg/l insgesamt gelösten Stoffes. Dieser Wert stimmt besser mit dem tatsächlichen Wert für Süßwasser überein, als ein Wert von 0.

Abbildung 5.1 Permeabilitätsverteilung (in m^2) des repräsentativen 2D-Modells. (2D-M1).

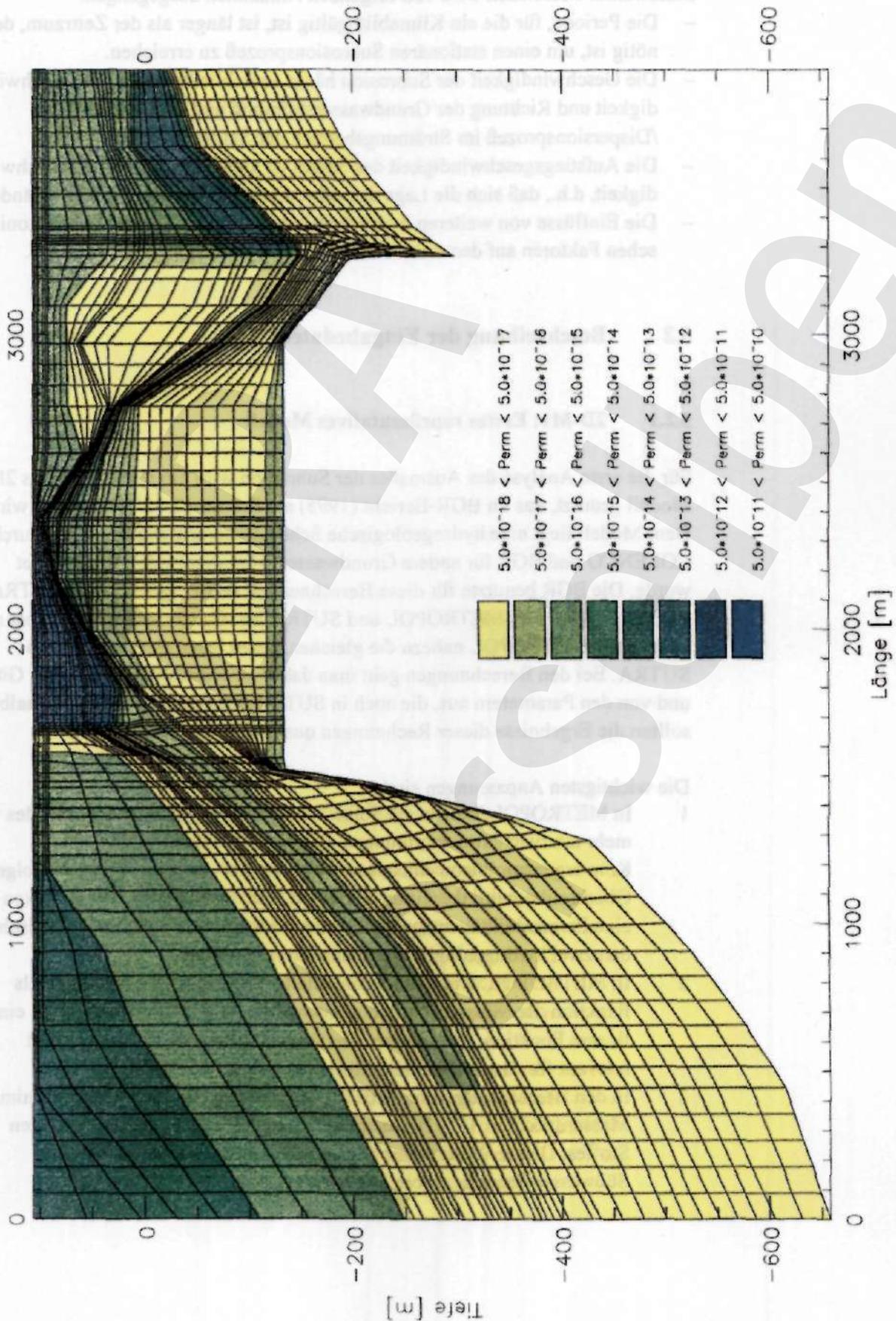
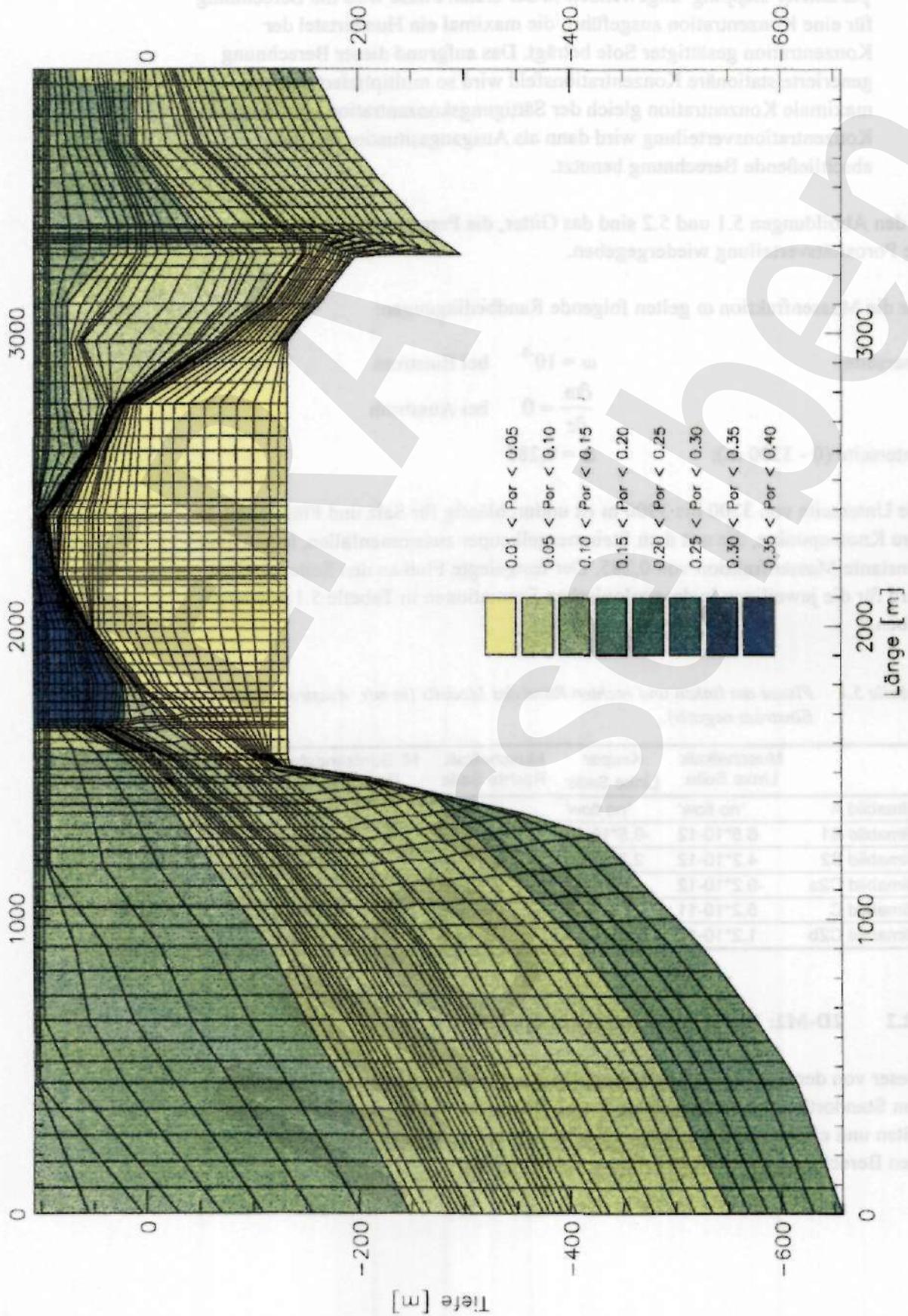


Abbildung 5.2 Porositätsverteilung des repräsentativen 2D-Modells (2D-M1)



- 4 Bei der Definition eines initialen Konzentrationsfeldes wird eine Form von 'parameter stepping' angewendet. In der ersten Phase wird die Berechnung für eine Konzentration ausgeführt, die maximal ein Hundertstel der Konzentration gesättigter Sole beträgt. Das aufgrund dieser Berechnung generierte stationäre Konzentrationsfeld wird so multipliziert, daß die maximale Konzentration gleich der Sättigungskonzentration wird. Diese Konzentrationsverteilung wird dann als Ausgangssituation für die abschließende Berechnung benutzt.

In den Abbildungen 5.1 und 5.2 sind das Gitter, die Permeabilitätsverteilung und die Porositätsverteilung wiedergegeben.

Für die Massenfraktion c_0 gelten folgende Randbedingungen:

Oberseite: $c_0 = 10''$ bei Einstrom
 $\frac{dc}{dz} = U$ bei Ausstrom
 Unterseite (0 - 3200 m): $c_0 = 0,285$

Die Unterseite von 3200 bis 3900 m ist undurchlässig für Salz und Flüssigkeit. Innere Knotenpunkte, die mit dem Steinmergelkeuper zusammenfallen, haben eine konstante Massenfraktion von 0,285. Der festgelegte Fluß an den Seitenrändern wird für die jeweiligen hydrogeologischen Formationen in Tabelle 5.1 wiedergegeben.

Tabelle 5, 1 Flüsse am linken und rechten Rand des Modells (in m/s, Ausstrom positiv; Einstrom negativ).

	Muschelkalk Linke Seite	Keuper Linke Seite	Muschelkalk Rechte Seite	M. Buntsandstein Rechte Seite	U. Buntsandstein Rechte Seite
Klimabild A	'no flow'	'no flow'	'no flow'	'no flow'	'no flow'
Klimabild B1	$6.5 \cdot 10^{-12}$	$-9.5 \cdot 10^{-10}$	$-2.6 \cdot 10^{-9}$	$-2.5 \cdot 10^{-8}$	$-4.5 \cdot 10^{-10}$
Klimabild B2	$4.2 \cdot 10^{-12}$	$2.3 \cdot 10^{-10}$	$4 \cdot 10^{-10}$	$4 \cdot 10^{-9}$	$7.6 \cdot 10^{-11}$
Klimabild C2a	$-9.2 \cdot 10^{-12}$	$-7.8 \cdot 10^{-8}$	$2 \cdot 10^{-10}$	$2 \cdot 10^{-9}$	$-2.7 \cdot 10^{-10}$
Klimabild C	$5.2 \cdot 10^{-11}$	$2.5 \cdot 10^{-9}$	$-1.2 \cdot 10^{-9}$	$-9.6 \cdot 10^{-9}$	$-1.7 \cdot 10^{-10}$
Klimabild C2b	$1.2 \cdot 10^{-11}$	$-7.8 \cdot 10^{-11}$	$-1.4 \cdot 10^{-9}$	$-1.3 \cdot 10^{-8}$	$-2.3 \cdot 10^{-10}$

5.2.2 2D-M2: Neues repräsentatives Modell

Dieser von der BGR gelieferte Schnitt basiert auf den aktuellen Geländedaten aus dem Standortbereich. Es wurde auch eine Übersicht von geschätzten Durchlässigkeiten und effektiven Porositäten geliefert, die als Ausgangspunkt für die zusätzlichen Berechnungen in 2D-M2 dienen (BGR, 1998a).

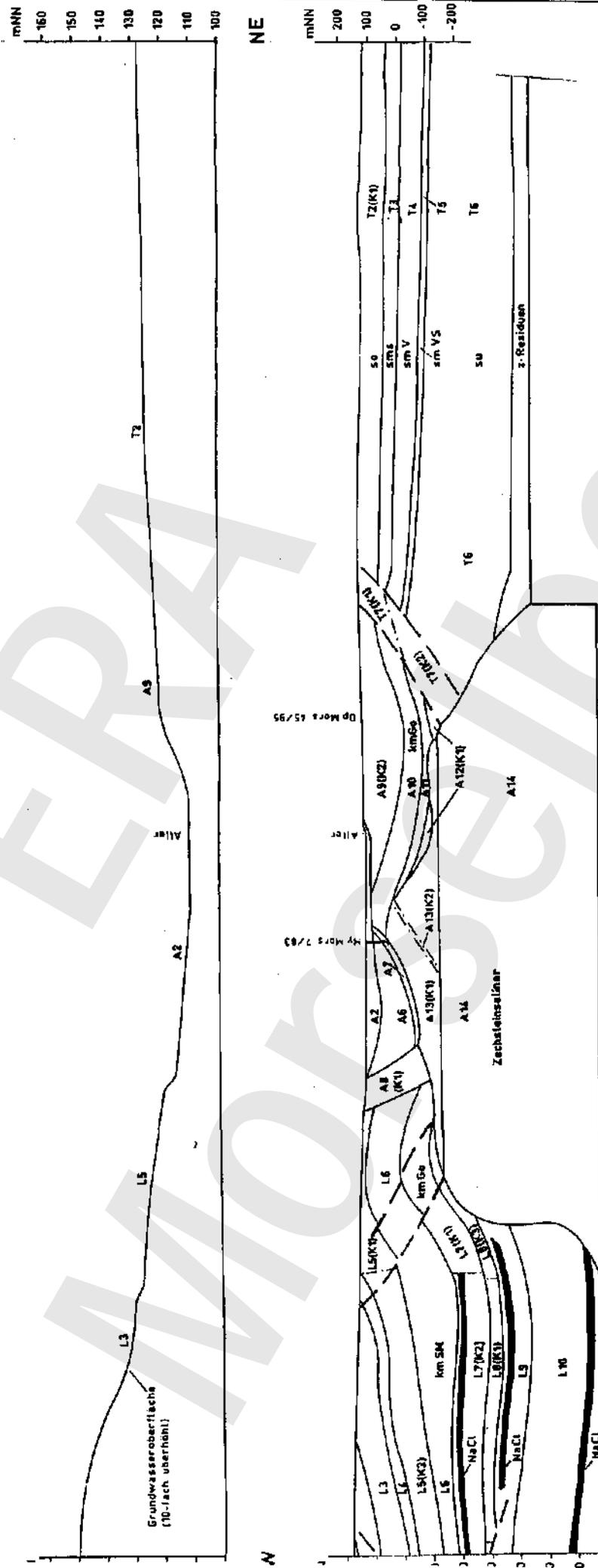
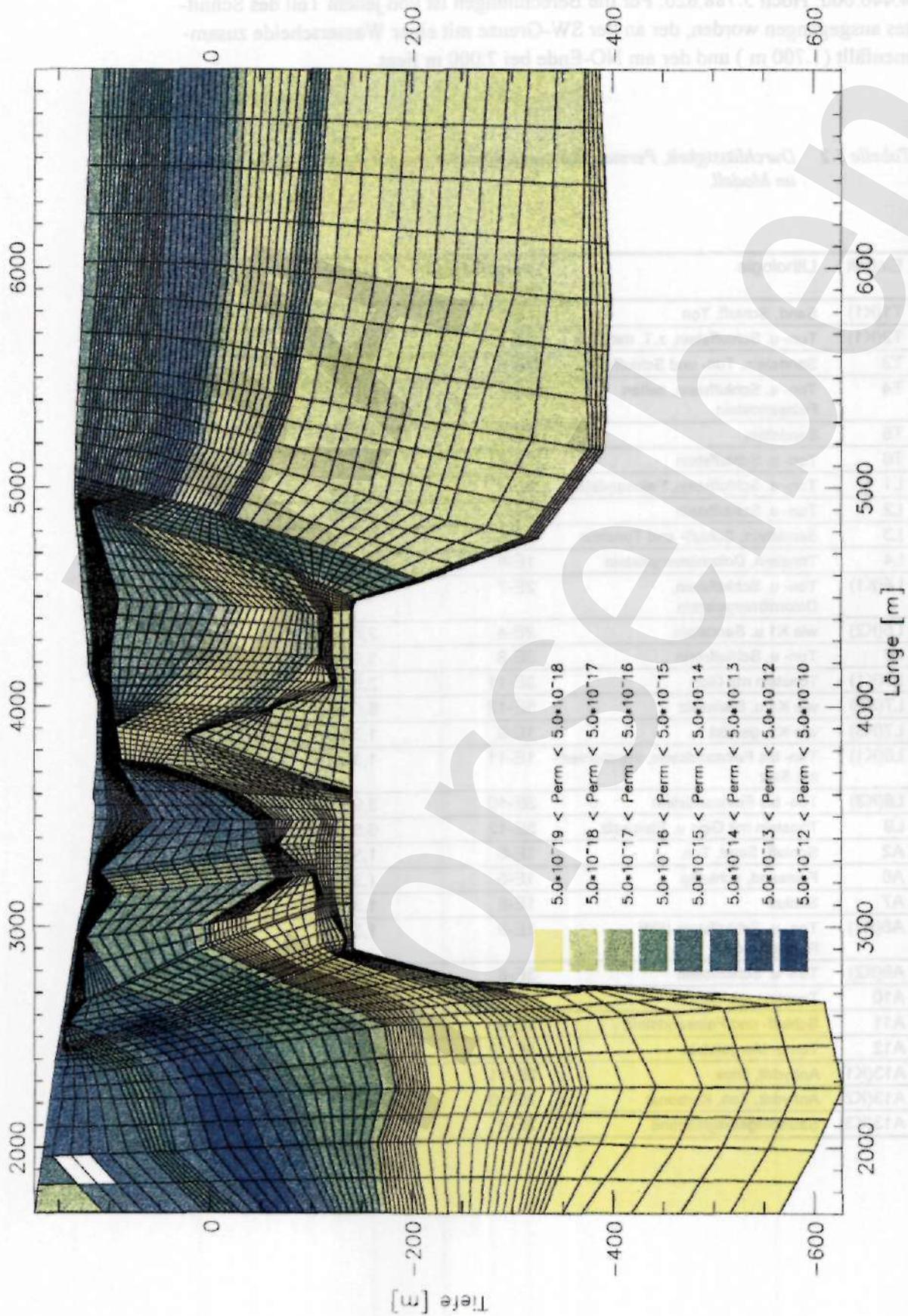


Abbildung 5.3 Ausschnitt aus dem hydrogeologischen Schnitt R-S. (2D-M2; horizontaler Maßstab 1:20.000; Symbole siehe Tabelle 5.2; Koordinaten Schnittpur: Punkt R (rechts 4436140, hoch 5786240), Knickpunkt (rechts 4440000, hoch 5788620), Punkt S (rechts 4445200, hoch 5791600)).

Abbildung 5.4 Schematisierung des hydrogeologischen Schnittes als Basisgitter (2D-M2; Permeabilität in m^2).



Abbildung 5.5 Verfeinertes Gitter für die Subrosionsrechnungen
(2D-M2; Permeabilität in m^2 ; Lücke im Gitter eine Folge der graphischen Nachbearbeitung;
für Simulation bedeutungslos).



Der Schnitt (Abbildung 5.3), verläuft von SW (Rechts 4.436.140; Hoch 5.786.240) nach NE (Rechts 4445200; Hoch 5.791.600) und hat einen Knickpunkt bei Rechts 4.440.000; Hoch 5.788.620. Für die Berechnungen ist von jenem Teil des Schnittes ausgegangen worden, der an der SW-Grenze mit einer Wasserscheide zusammenfällt (1.700 m) und der am NO-Ende bei 7.000 m liegt.

Tabelle 5.2 Durchlässigkeit, Permeabilität und effektive Porosität für die Makroelemente im Modell.

Einheit	Lithologie	Durchlässigkeit (m/s)	Permeabilität (m ²)	eff. Porosität
T1(K1)	Sand, Schluff, Ton	1E-6	1.3E-13	0,1
T2(K1)	Ton- u. Schluffstein, z.T. mit Gips	3E-8	3.9E-15	0,0275
T3	Sandstein, Ton- und Schluffstein	7E-6	9.1E-13	0,1
T4	Ton- u. Schluffstein, selten Feinsandstein	5E-11	6.5E-18	0,0275
T5	Sandstein	1E-8	1.3E-15	0,1
T6	Ton- u. Schluffstein	5E-11	6.5E-18	0,0275
L1	Ton- u. Schluffstein, Feinsandstein	3E-7	3.9E-14	0,03
L2	Ton- u. Schluffstein	3E-9	3.9E-16	0,0175
L3	Sandstein, Schluff- und Tonstein	1,5E-5	2E-12	0,065
L4	Tonstein, Dolomitmergelstein	1E-8	1.3E-15	0,0175
L5(K1)	Ton- u. Schluffstein, Dolomitmergelstein	2E-7	2.6E-14	0,03
L5(K2)	wie K1 u. Sandstein	2E-4	2,6E-11	0,075
L6	Ton- u. Schluffstein	3E-8	3.9E-15	0,03
L7(K1)	Tonstein mit Gips	3E-11	3.9E-18	0,0175
L7(K2)	wie K1 u. Steinsalz	5E-12	6.5E-19	0,005
L7(K3)	wie K1, gestört	1E-9	1.3E-16	0,0175
L8(K1)	Ton- bis Feinsandstein, imprägniert mit Salz	1E-11	1.3E-18	0,0055
L8(K3)	Ton- bis Feinsandstein	3E-10	3.9E-17	0,0275
L9	Tonstein mit Gips u. Steinsalz	5E-12	6.5E-19	0,0175
A2	Schluff, Sand, Ton	1E-6	1.3E-13	0,1
A6	Feinsand, schluffig	1E-5	1.3E-12	0,1
A7	Schluff	1E-8	1.3E-15	0,05
A8(K1)	Ton- u. Schluffstein (SW Randstörung)	1E-9	1.3E-16	0,0275
A9(K2)	Ton- u. Schluffstein	3E-8	3.9E-15	0,055
A10	Tonstein mit Gips	3E-11	3.9E-18	0,0275
A11	Schluff- und Feinsandstein	1E-9	1.3E-16	0,03
A12	Ton u. Mergelstein	5E-12	6.5E-19	0,0175
A13(K1)	Anhydrit, Gips	5E-11	6.5E-18	0,0055
A13(K2)	Anhydrit, Ton, Karbonat	2E-10	2.6E-17	0,0055
A13(K3)	Salzspiegelbegleitzone	3E-8	4E-15	0,0055

Der neue Schnitt wurde im ganzen digitalisiert. Die hydrogeologischen Einheiten wurden als Makroelemente für das Basisgitter schematisiert. Bei der Schematisierung des Gitters wurden Makroelemente für Störungszonen und für eine Salzspiegelbegleitzone definiert, damit diese Einheiten bei Bedarf verdichtet werden können. Jedem Makroelement wurde eine Permeabilität zugewiesen (Tabelle 5.2). Das Basisgitter ist in Abbildung 5.4 dargestellt.

Das Basisgitter wurde auf ein Gitter von 91 x 59 Gitterpunkten verfeinert (Abbildung 5.5). Die Verfeinerung wurde anhand folgender Kriterien durchgeführt:

- Verfeinerung dort, wo angrenzende Makroelemente in ihrer Permeabilität einen Unterschied von mehr als dem 1,5-fachen einer Größenordnung aufweisen
- Verfeinerung am Rande der Salzstruktur
- Verfeinerung in der Mitte des Schnittes

Die Permeabilität der Makroelemente wurde aufgrund der von der BGR empfohlenen Durchlässigkeiten berechnet. Die von der BGR gelieferten Daten für die Durchlässigkeit betreffen Minimum- und Maximumwerte. Pro Einheit wurde eine geometrisch gemittelte Permeabilität berechnet. Eine Übersicht der berechneten durchschnittlichen Permeabilitäten ist in Tabelle 5.2 wiedergegeben.

Die folgenden Randbedingungen wurden im Modell 2D-M2 benutzt:

Unterseite: bis 5.150 m eine Subrosions-Randbedingung mit $c_0 = 0,285$ und $q = 10^{-36}$ m/s. Von 5.150 m bis 7.000 m ist der Rand undurchlässig. Bei dem ehemaligen Deckanhydrit, Grauen Salzton und dem Leinekarbonat (Einheit A13(k2)) ist die Unterseite ebenfalls undurchlässig.

Oberseite: Druckrandbedingungen wurden aus dem topographischen Schnitt und dem Steighöhenprofil abgeleitet (siehe Abbildung 5.3) entsprechend:

$$p = (H-z) \cdot \gamma$$

wobei: p = Druck (in N/m)

H = Standrohrspiegelhöhe (in m)

z = Ortshöhe (in m in Bezug auf 0-Niveau)

γ = Spezifisches Gewicht (10 N/m)

Für die Massenfraktion an der Oberseite gilt:

$$\omega = 10^{-5} \quad \text{bei Einstrom}$$

$$\frac{\partial \omega}{\partial z} = 0 \quad \text{bei Ausstrom}$$

Am Rand der Salzablagerungen des Unteren (L9) und des Oberen Gipskeupers (L7(k2)) wurde eine konstante Massenfraktion ($\omega = 0,285$) definiert.

Die Berechnungen für den Ist-Zustand wurden wie folgt durchgeführt. Erst wurde für $\omega = 0,00285$ die stationäre Endsituation berechnet. In aufeinanderfolgenden Schritten wurde die Massenfraktion von $\omega = 0,0285$, über $\omega = 0,1425$ bis $\omega = 0,285$ erhöht. In den Berechnungen variiert die Dichte zwischen $\rho = 1.000 \text{ kg/m}^3$ ($\omega = 10^{-5}$ für Süßwasser) und $\rho = 1.217,3 \text{ kg/m}^3$ ($\omega = 0,285$ für Salzlösung).

5.3 Simulierte lokale Grundwasserströmung und Subrosion

In diesem Abschnitt werden die Rechenergebnisse für die verschiedenen Klimabilder besprochen. Pro Klimabild werden die Verteilung der Massenfraktion, das Geschwindigkeitsfeld des Porenwassers und die Variation der Subrosion über der Salzstruktur wiedergegeben, jeweils für die Endsituation des betreffenden Klimabildes. Außerdem wird pro Klimabild der zeitliche Verlauf der Subrosion am Salzspiegel wiedergegeben.

5.3.1 Rechnungen im ersten repräsentativen Modell (2D-M1)

Überprüfung am Ist-Zustand (Klimabild A)

Mit den Randbedingungen für den heutigen Zustand wird eine stationäre Situation der Grundwasserströmung und der Salzverteilung berechnet. Die stationäre Situation dient als Ausgangszustand für die Subrosionsrechnungen zu Klimabild A.

In Abbildung 5.6A ist die zeitliche Veränderung der insgesamt vorhandenen Salzmasse wiedergegeben. Aus den beiden Grafiken ist abzulesen, daß nach einem Zeitraum von 50.000 Jahren in bezug auf die insgesamt vorhandene Salzmenge eine stationäre Situation erreicht ist. Abbildung 5.6B gibt den Salzfluß über die Modellgrenzen und am Ort der Salzablagerungen wieder. Hier ist zunächst eine Abnahme im Salzfluß aus dem Modell heraus zu sehen bis ein konstanter Wert von etwa 105 kg/Jahr erreicht ist. Es gibt nur wenig Variationen im Salzfluß in das

Modell hinein (Unterseite) und eine kleine Zunahme entsprechend der Salzlösung an der Stelle der Gipskeuper-Salzschichten.

Insgesamt ist nach 50.000 Jahren Modellzeit eine Gleichgewichtssituation zwischen Zufuhr und Abfuhr von Salz erreicht. Dies bietet die Möglichkeit zum Vergleich mit den Resultaten im Modell SUTRA (BGR, 1995).

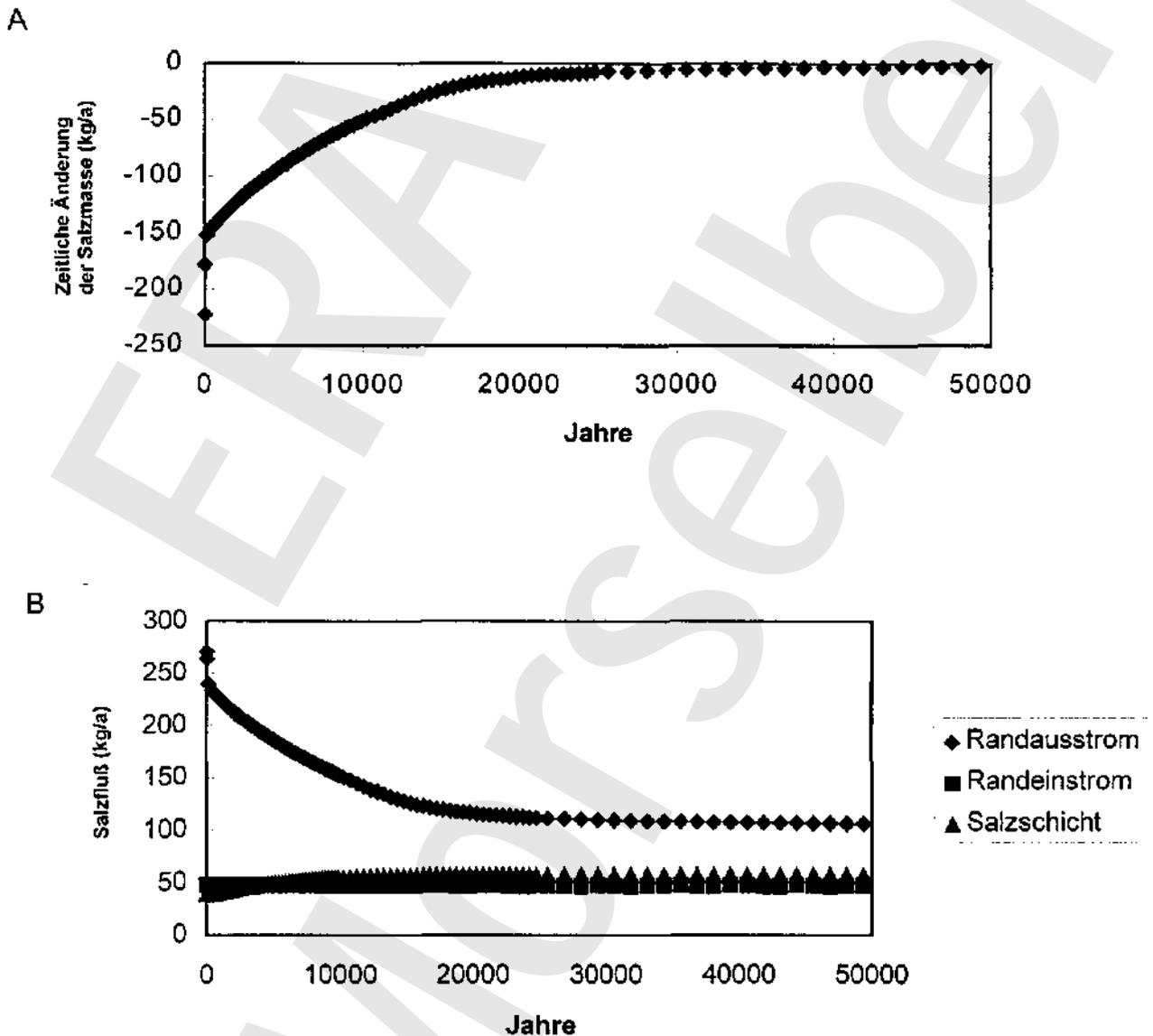


Abbildung 5.6 A. Zeitliche Veränderung der im Modell vorhandenen Salzmasse; B. Salzfluß über die Modellgrenzen und am Ort der Salzablagerungen. (2D-M1; Ist-Zustand).

Abbildung 5.7 zeigt die Konturen der Massenfraktionsverteilung für die stationäre Endsituation. Diese Verteilung stimmt sehr gut mit der Verteilung überein, die mit dem Modell SUTRA von der BGR berechnet worden ist. Eine geringe Abweichung in den Konturen der Massenfraktion wird direkt über dem Salzspiegel bei Streckenkilometer 2,7 festgestellt. Die Lappwald-Mulde hat als Folge des Vorhandenseins von Gipskeuper-Salz eine gesättigte Sole ab einer Tiefe von 200 m unter NN. Über der Salzstruktur ist ein charakteristischer Verlauf in der Massenfraktion vorhanden. Gesättigte Sole liegt in einer dünnen Lage auf der Grenzfläche der Salzstruktur und der Strömungsdomäne. Nach oben hin nimmt die Massenfraktion am stärksten an den Ecken der Salzstruktur ab. Der kleinste Gradient der Massenfraktion befindet sich im Flußgebiet der Aller. Hier findet ein aufwärts gerichteter Fluß von Salz und Wasser statt.

In Abbildung 5.8 sind Größe und Richtung der Geschwindigkeitsvektoren wiedergegeben. Auch das Geschwindigkeitsfeld stimmt sehr gut mit den mit SUTRA berechneten Ergebnissen überein. Die Geschwindigkeit des Porenwassers am Salzspiegel variiert zwischen $1 \cdot 10^{-4}$ und $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Die vertikale Komponente der Geschwindigkeit des Porenwassers beträgt rund $5 \cdot 10^{-4}$ m/s. Der wichtigste Unterschied liegt im Vorhandensein einer Konvektionszelle am linken Rand der Salzstruktur und am Salzstrukturrand bei Streckenkilometer 2,7. Diese Konvektionszelle hängt mit einer starken abwärtsgerichteten Strömungskomponente an der rechten Seite der Salzstruktur und einer nach oben gerichteten Strömung oberhalb der Salzstruktur zusammen. Weil in diesem Modell, im Gegensatz zum Modell der BGR, die Unterseite des Modells ab dem Streckenkilometer 3,2 als undurchlässig für Flüssigkeiten und Salz angenommen wird, entsteht ein höherer Dichtegradient an der Unterseite des Modellgebietes, welche an die Triasplatte grenzt. Die Konvektionszelle ist die Ursache einer kleinen Variation in der Verteilung der Massenfraktion direkt über der Salzstruktur. Das Vorhandensein dieser Zelle weist auch auf die Empfindlichkeit des Modells für Veränderungen in Parametern und Randbedingungen hin.

Klimabild A (stationär)

Die Subrosion wurde für eine Periode von 10.000 Jahren unter stationären Bedingungen berechnet (Abbildung 5.9). Aus dem Resultat geht hervor, daß bei der Subrosion keine zeitliche Variation mehr auftritt. Die räumliche Variation der Subrosion am Salzspiegel ist in Abbildung 5.10 wiedergegeben. Die Subrosion beträgt über den größten Teil der Salzstruktur ungefähr $0,25-0,3$ $\mu\text{m}/\text{Jahr}$. An den Rändern nimmt die Subrosion bis maximal $2,4$ $\mu\text{m}/\text{Jahr}$ zu. Dies ist eine Folge des Abfließens der Sole an den beiden Seite der Salzstruktur und der höheren Flüsse, die hiermit verbunden sind. Dies führt zu höheren vertikalen Gradienten der Massenfraktion und damit zu höheren dispersiven Massenflüssen.

Abbildung 5.7 Konturen der Massenfraktionsverteilung für Klimabild A.
(2D-M1; nach 50.000 Jahren Modellzeit).

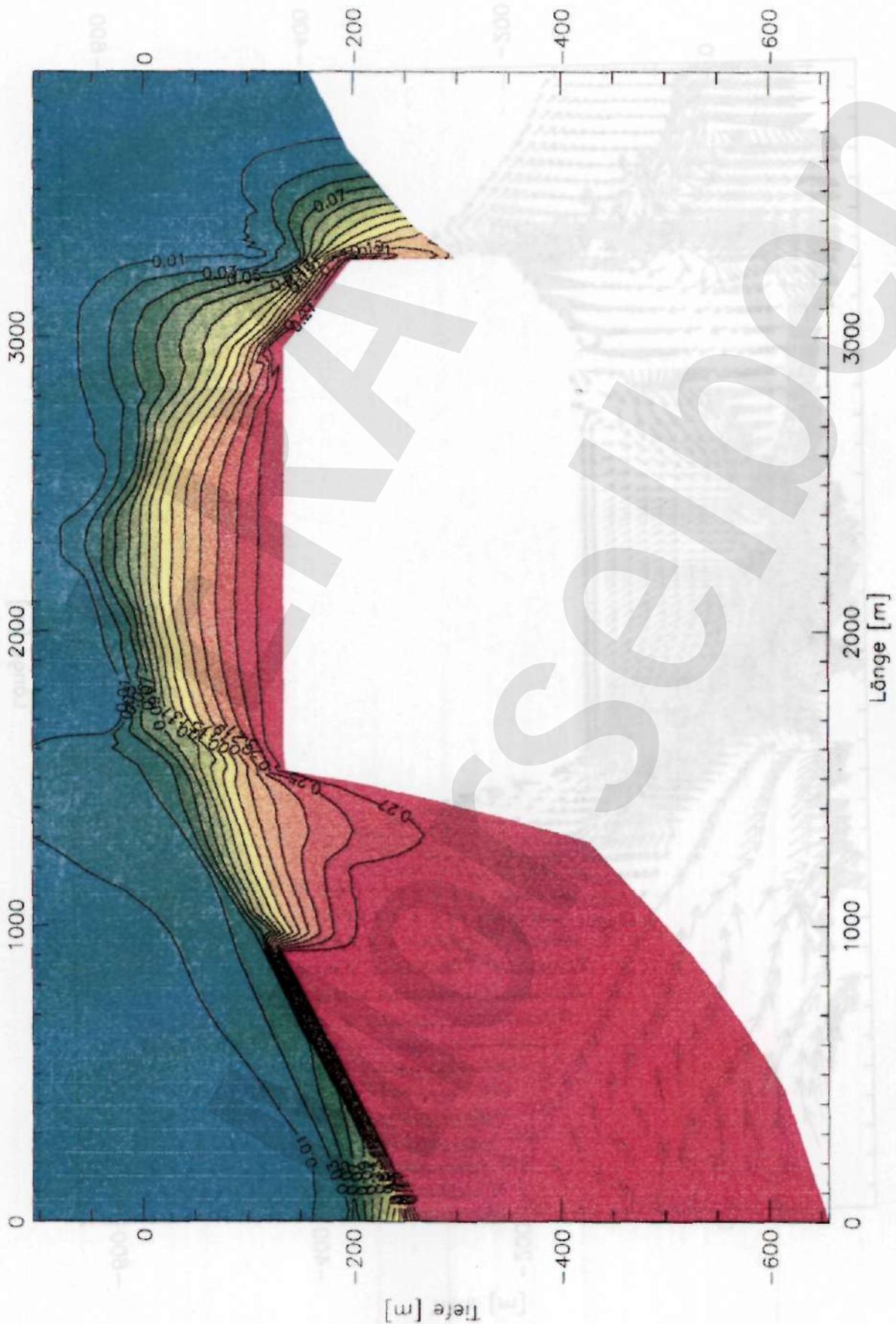
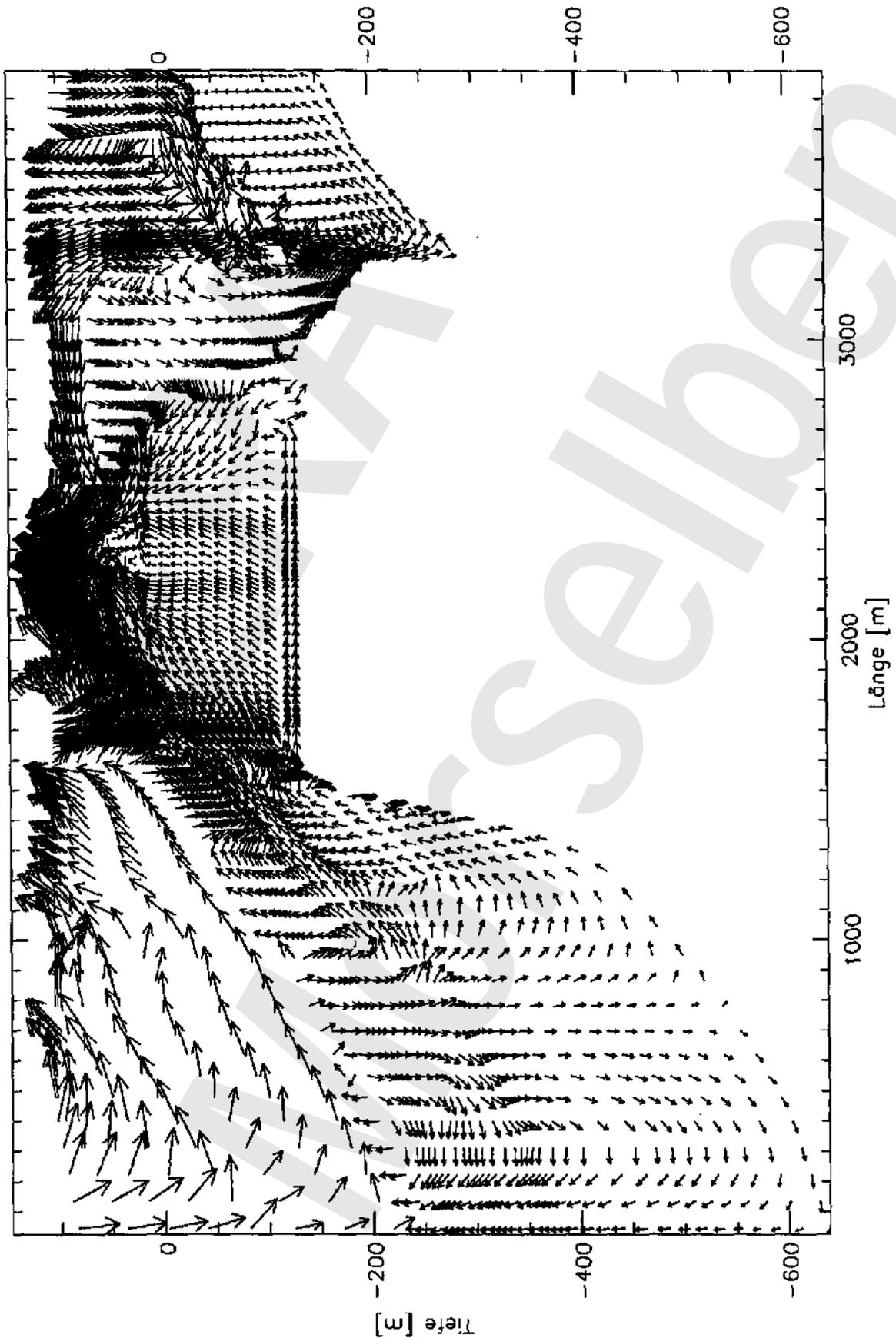


Abbildung 5.8 Größe und Richtung der Geschwindigkeitsvektoren für Klimabild A.
(2D-MI; 50.000 Jahren Modellzeit).



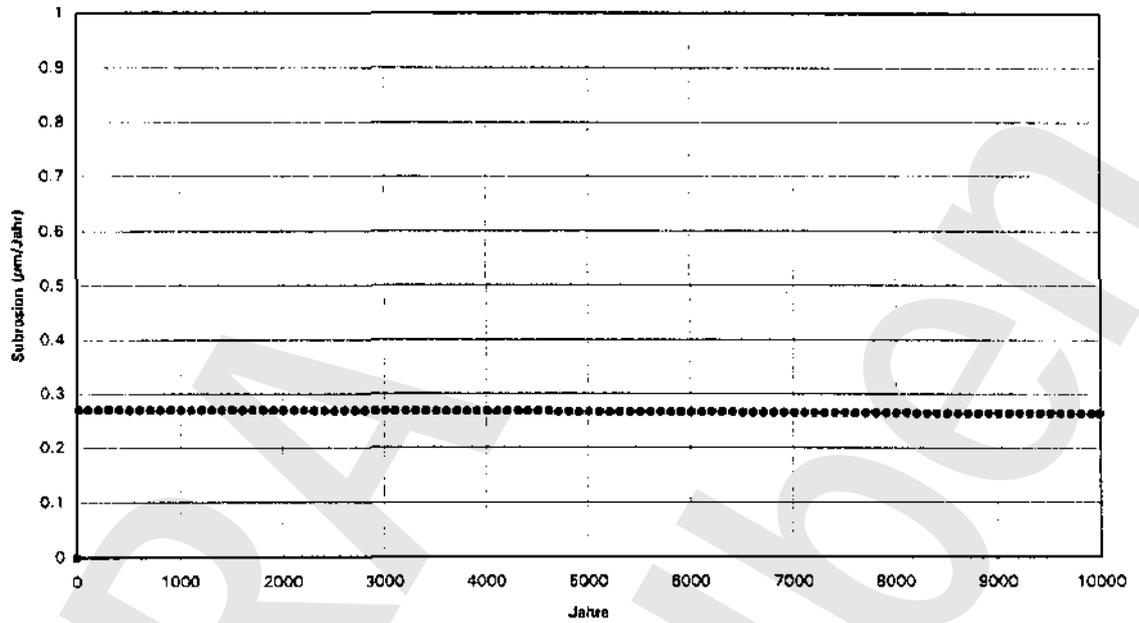


Abbildung 5.9 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild A. (stationär; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel).

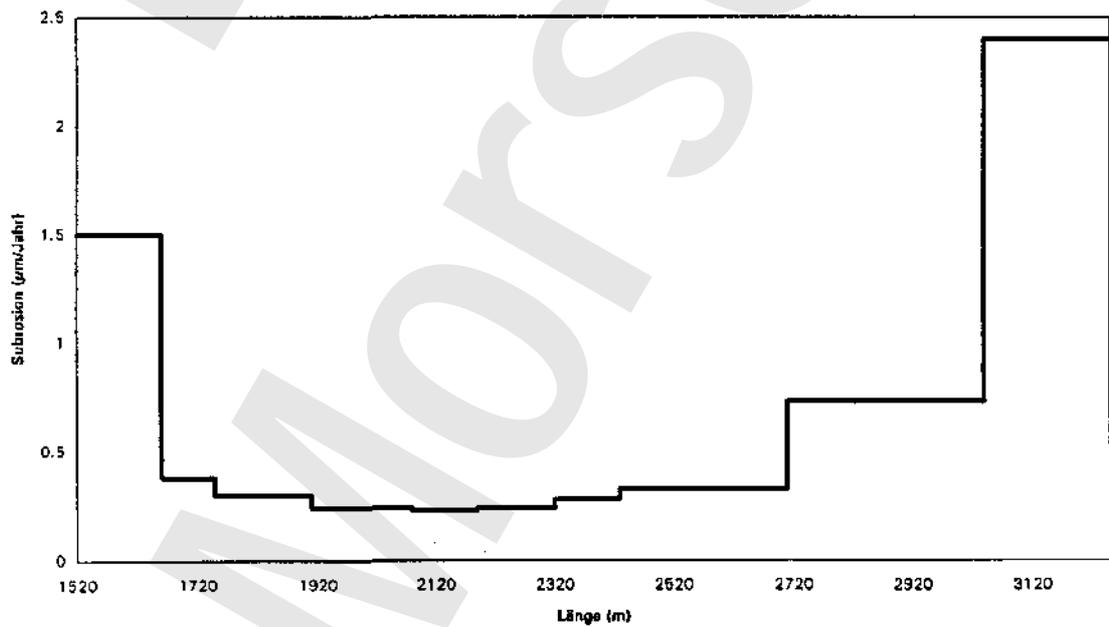


Abbildung 5.10 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild A (2D-MI; stationär).

Klimabild B2

Die Verteilung der Massenfraktion, die zu der stationären Endsituation von Klimabild A gehört, wird als initiale Verteilung für die Massenfraktion von Klimabild B2 genommen. Klimabild B2 wurde für eine Periode von 37.000 Jahren berechnet. Unter diesen Umständen ist ein großer Teil der Oberseite des Profils durch Permafrost undurchlässig und es kann nur in einem kleinen Bereich, auf der Höhe der Aller, Wasser infiltrieren. Aus der regionalen Modellierung folgt, daß im Bereich des ERAM die Aller das Grundwassersystem speist. Diese Situation ist auch Ausgangspunkt für das lokale Modell. Die Verteilung der Massenfraktion und das Geschwindigkeitsfeld sind in den Abbildungen 5.11 und 5.12 wiedergegeben. Hierin ist gut zu sehen, wie im Allertal Infiltration und ein Ausstrom an beiden vertikalen Seiten des Modells stattfindet. Dies hat auch Folgen für die Verteilung der Massenfraktion Salz über der Salzstruktur. Durch Infiltration von Süßwasser wird von oben das salzige Wasser über der Salzstruktur weggespült.

In Abbildung 5.13 ist zu sehen, wie die Subrosion mit der Zeit zunimmt. Nach 37.000 Jahren ist die stationäre Endsituation noch nicht erreicht. Die durchschnittliche Subrosion über den Bereich von 1660 m bis 2430 m beträgt dann ungefähr 5,3 [m/Jahr. In Abbildung 5.14 ist die Variation der Subrosionsgeschwindigkeit am Salzspiegel am Ende von Klimabild B2 zu sehen. Die Subrosion erreicht örtlich Werte von 11 m/Jahr. Dies hängt mit der Infiltration von Süßwasser auf der Höhe der Salzstruktur zusammen. Durch diese Aussüßung findet eine verstärkte Subrosion über der Salzstruktur statt.

Klimabild C2a

Diese Periode dauert 5.000 Jahre. Als initiale Massenfraktion wird die der Endsituation von Klimabild B2 genommen. An der Stelle des ERAM befindet sich ein randglazialer Stausee, der eine dränierende Wirkung für das glaziale Schmelzwasser hat. Es findet Zustrom von Grundwasser über die linke Modellseite statt und teilweise auch über die rechte Seite. Die Oberseite des Profils ist aufgrund von Permafrost undurchlässig. Besonders die hohen Flüsse an der linken Seite des Modells führen durch Salzlösung im Gipskeuper zu einer starken Zunahme der Massenfraktion Salz (siehe Abbildungen 5.15 und 5.16). Auf der Höhe der Salzstruktur findet ein nach oben gerichteter Transport von Salz statt.

Mit der Zeit nimmt die Subrosion ab (siehe Abbildung 5.17). Die Variation in der Subrosion über der Salzstruktur ist relativ gering (siehe Abbildung 5.18). Die maximale Subrosionsgeschwindigkeit am Ende dieser Periode beträgt ungefähr 3 u.m/Jahr, die minimale Subrosionsgeschwindigkeit ca. 1,5 u.m/Jahr.

Abbildung 5.11 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B2.
(2D-MI; nach 37.000 Jahren).

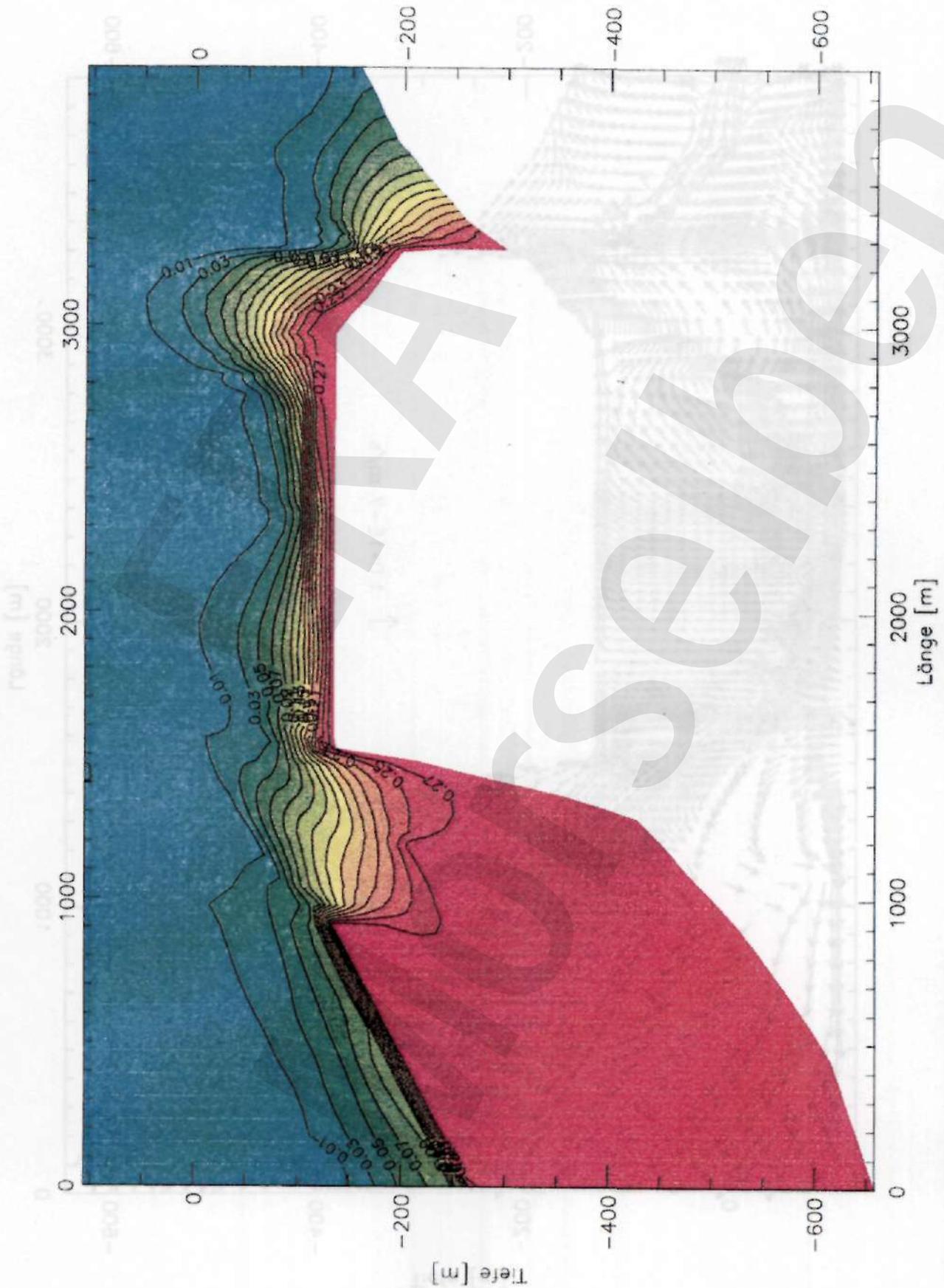
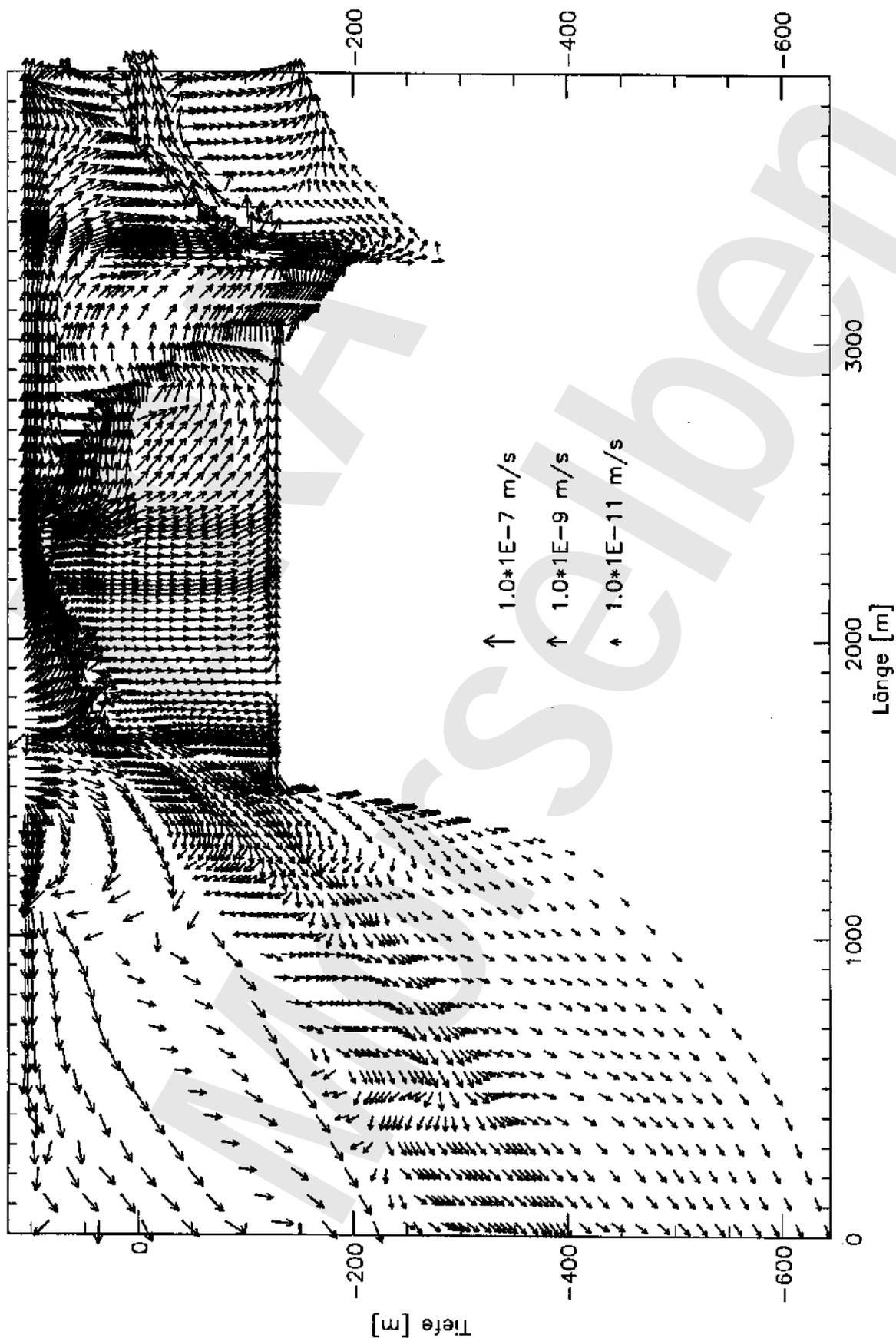


Abbildung 5.12 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B2.
(2D-M1; nach 37.000 Jahren).



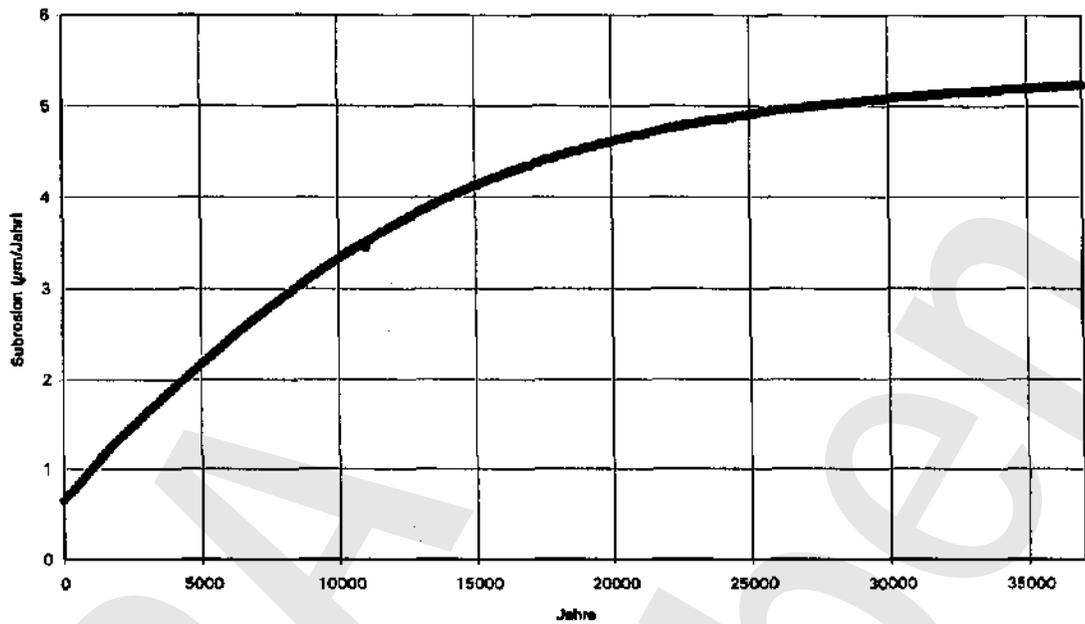


Abbildung 5.13 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild B2.
(2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel).

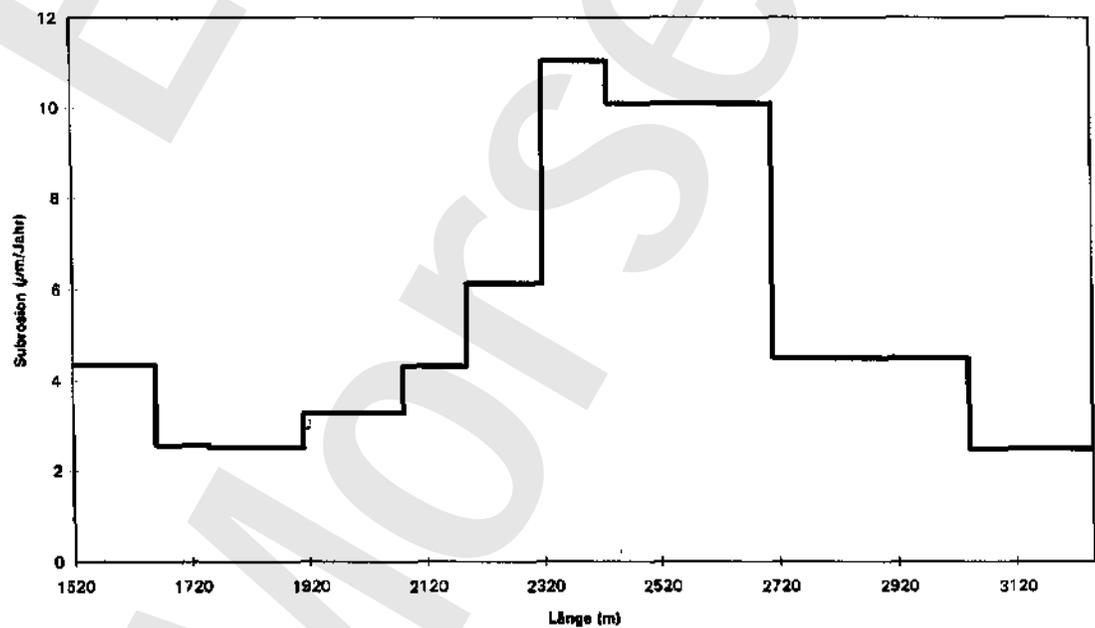
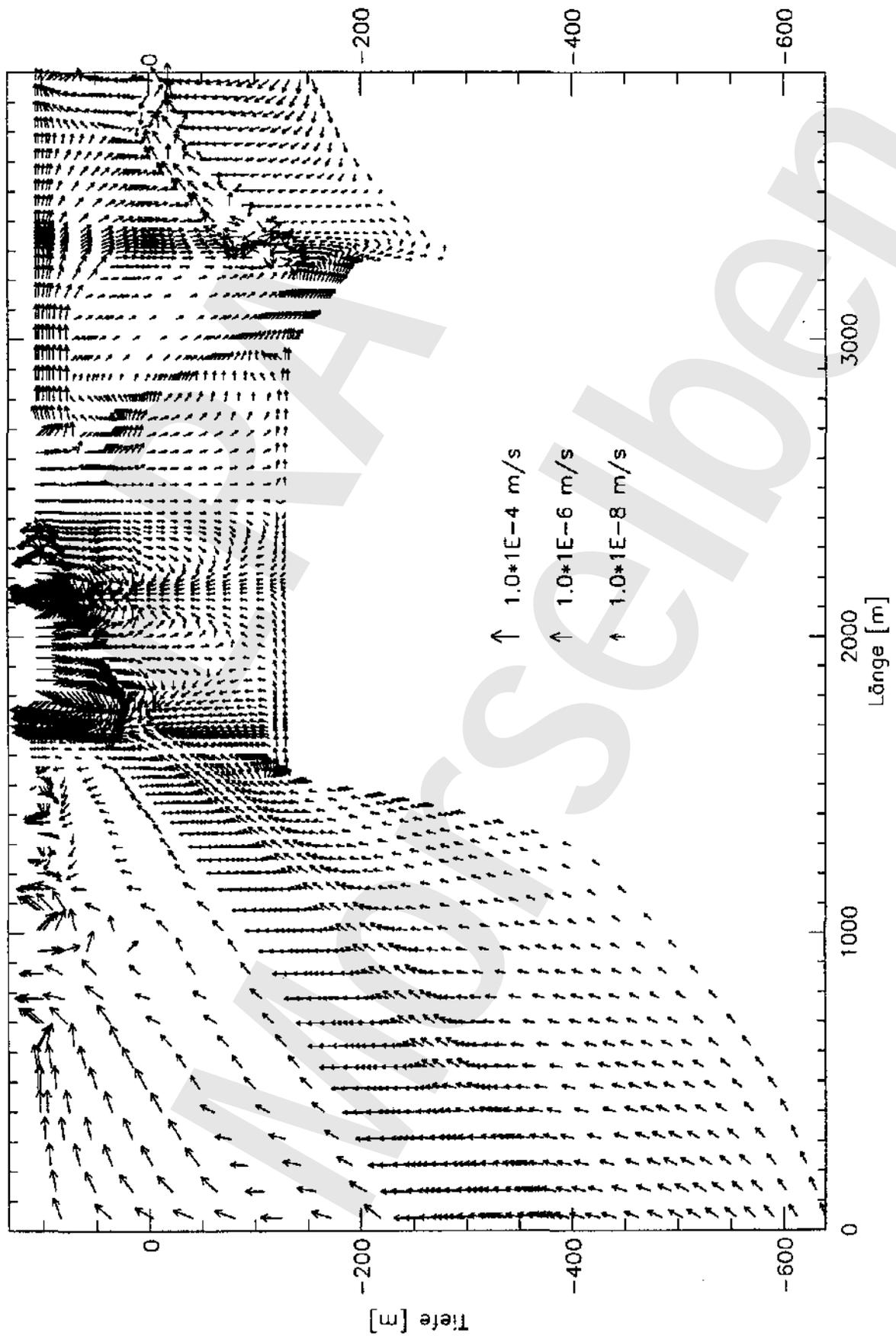


Abbildung 5.14 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild B2 (2D-M1).

Abbildung 5.15 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C2a nach 5.000 Jahren.



Abbildung 5.16 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C2a nach 5.000 Jahren.



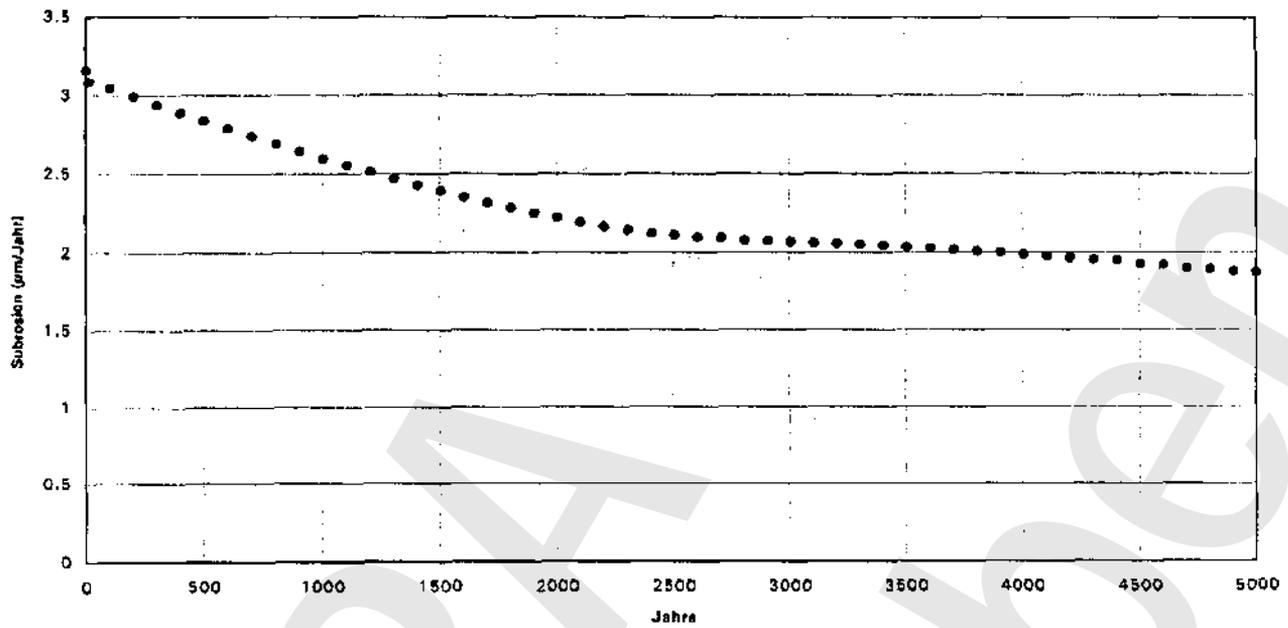


Abbildung 5.17 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild C2a (2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel).

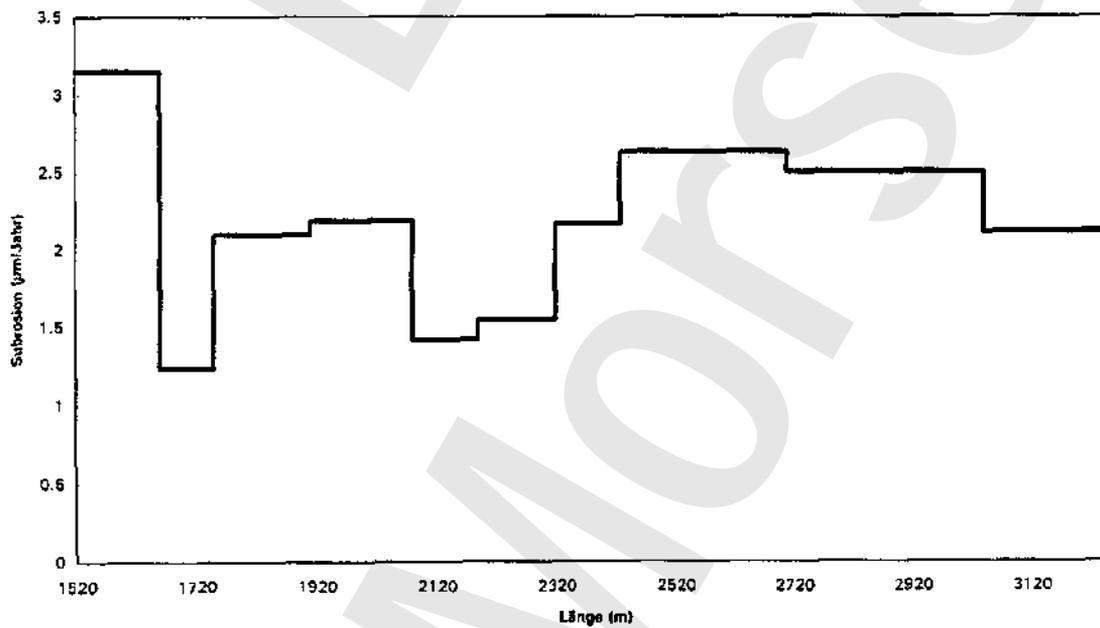


Abbildung 5.18 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C2a (2D-M1).

Klimabild C

Diese Periode dauert 5.000 Jahre. Als initiale Massenfraktion wird die Endsituation von Klimabild C2a genommen. Das gesamte Subherzyne Becken wird nun von Inlandeis bedeckt. Es kommt kein Permafrost mehr vor und die Drücke an der Oberseite des Profils haben bis zu mehr als 3,5 MPa zugenommen (dies stimmt mit einer Standrohrspiegelhöhe von ca. 350 m überein). An der linken Seite des Modells findet Ausstrom statt, an der rechten Seite Einstrom. In den Abbildungen 5.19 und 5.20 ist die Verteilung der Massenfraktion Salz und das Geschwindigkeitsfeld für die Endsituation (nach 5.000 Jahren) wiedergegeben. Über dem Gipskeuper nimmt die Massenfraktion Salz wieder ab. Über der Salzstruktur wird eine zunehmende Verbreitung von gelöstem Salz festgestellt.

Die Abbildungen 5.21 und 5.22 geben die Subrosionsgeschwindigkeit als Funktion der Zeit wieder. Ebenso wie in Klimabild C2a wird auch für die vollständige Inlandeisbedeckung eine Abnahme der Subrosionsgeschwindigkeit als Funktion der Zeit berechnet. In der Endsituation variiert die Subrosionsgeschwindigkeit über der Salzstruktur zwischen 2,1 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$ und 0,85 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$. Die höchsten Subrosionswerte werden wieder am Rand der Salzstruktur gefunden.

Klimabild C2b

Diese Periode dauert 5000 Jahre. Als initiale Massenfraktion wird die Endsituation von Klimabild C genommen. Im Subherzyne Becken weicht das Inlandeis aufgrund einer Erwärmung des Klimas zurück. Der Rand des Inlandeises kommt gerade noch bis an den Rand der Flechtingen-Roßlauer Scholle. Im Gebiet kommt diskontinuierlicher Permafrost vor und flußabwärts des ERAM befindet sich ein randglazialer Stausee mit dränierender Wirkung. Die Verteilung der Massenfraktion Salz im Modell und das Geschwindigkeitsfeld sind in Abbildungen 5.23 und 5.24 wiedergegeben. Die Massenfraktion Salz über dem Gipskeuper nimmt weiter ab. Oberhalb der Salzstruktur findet eine weitere Ausbreitung von Salz zur Erdoberfläche statt.

Die Subrosionsgeschwindigkeit nimmt mit der Zeit weiter ab (Abbildung 5.25). Im Vergleich zu Klimabild C kommt eine geringe weitere Abnahme der Subrosion vor. Dies ist am Ausmaß der Subrosion (Abbildung 5.26) ebenfalls zu sehen. Die maximale Subrosion am Ende von Klimabild C2b beträgt 2,4 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$, die minimale Subrosion etwa 0,85 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$.

Abbildung 5.19 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C.
(2D-MI; nach 5.000 Jahren).

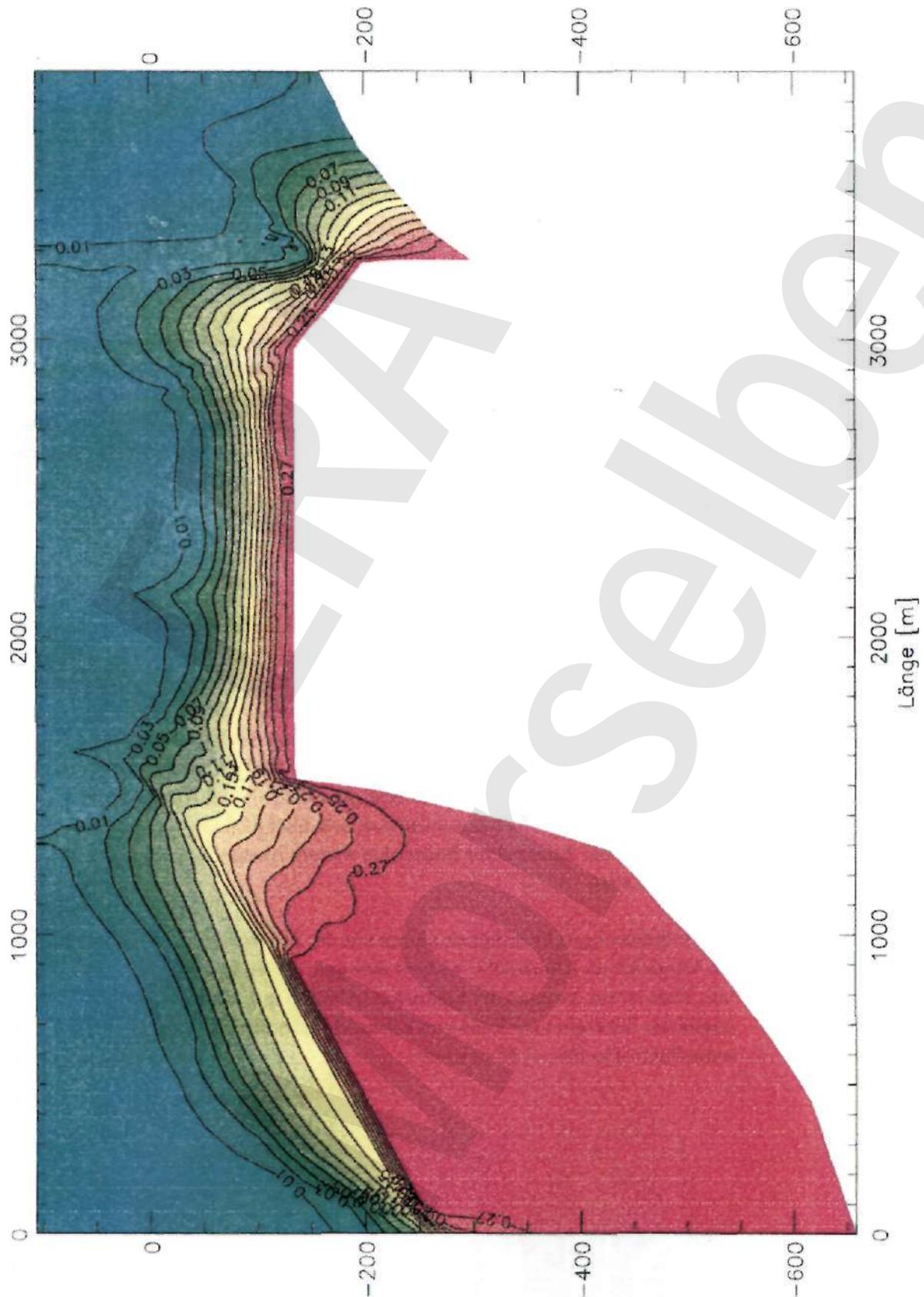
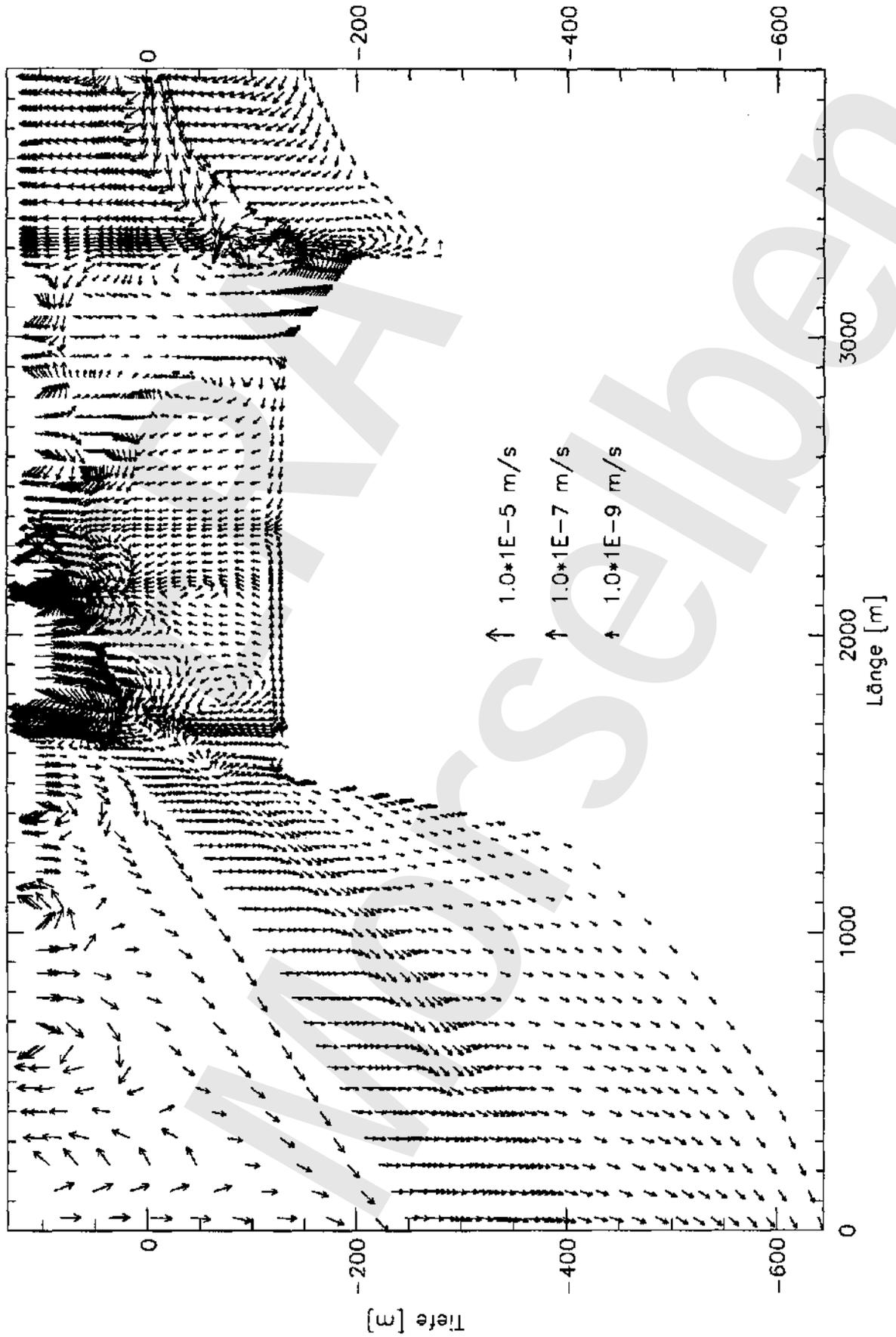


Abbildung 5.20 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C.
(2D-M); nach 5.000 Jahren).



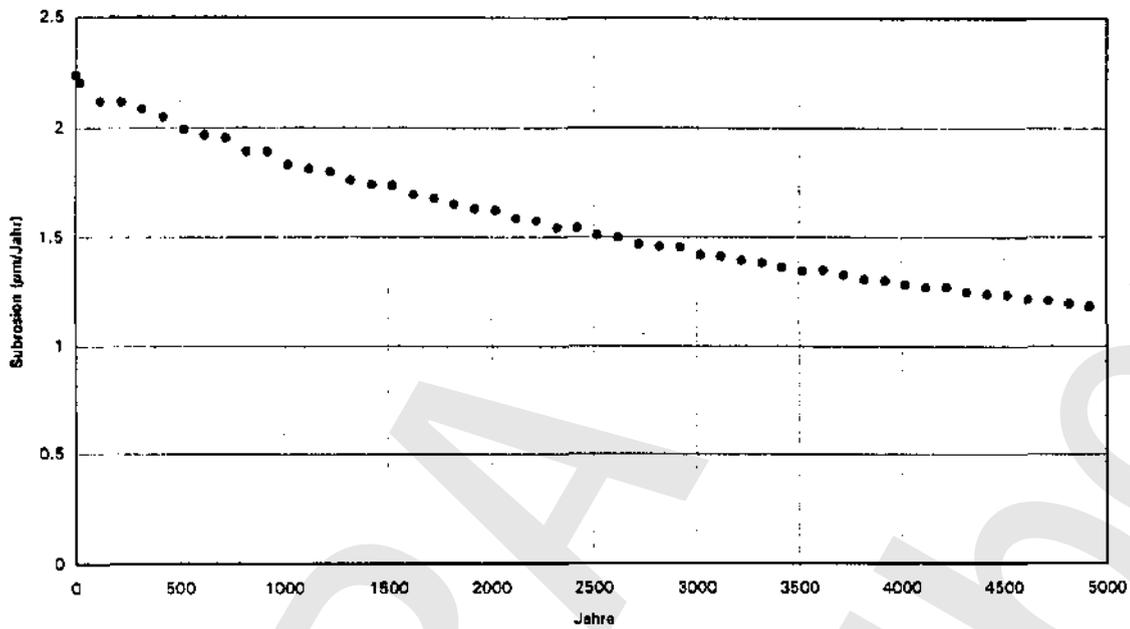


Abbildung 5.21 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild C. (2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel).

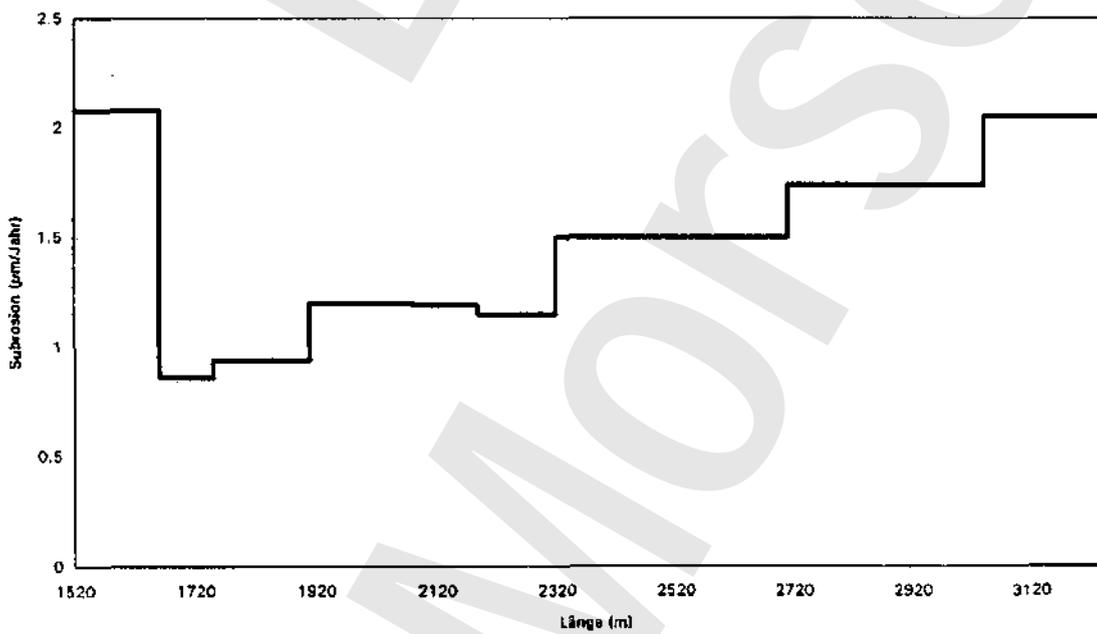


Abbildung 5.22 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C (2D-M1).

Abbildung 5.23 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild C2b.
(2D-M1; nach 5.000 Jahren).

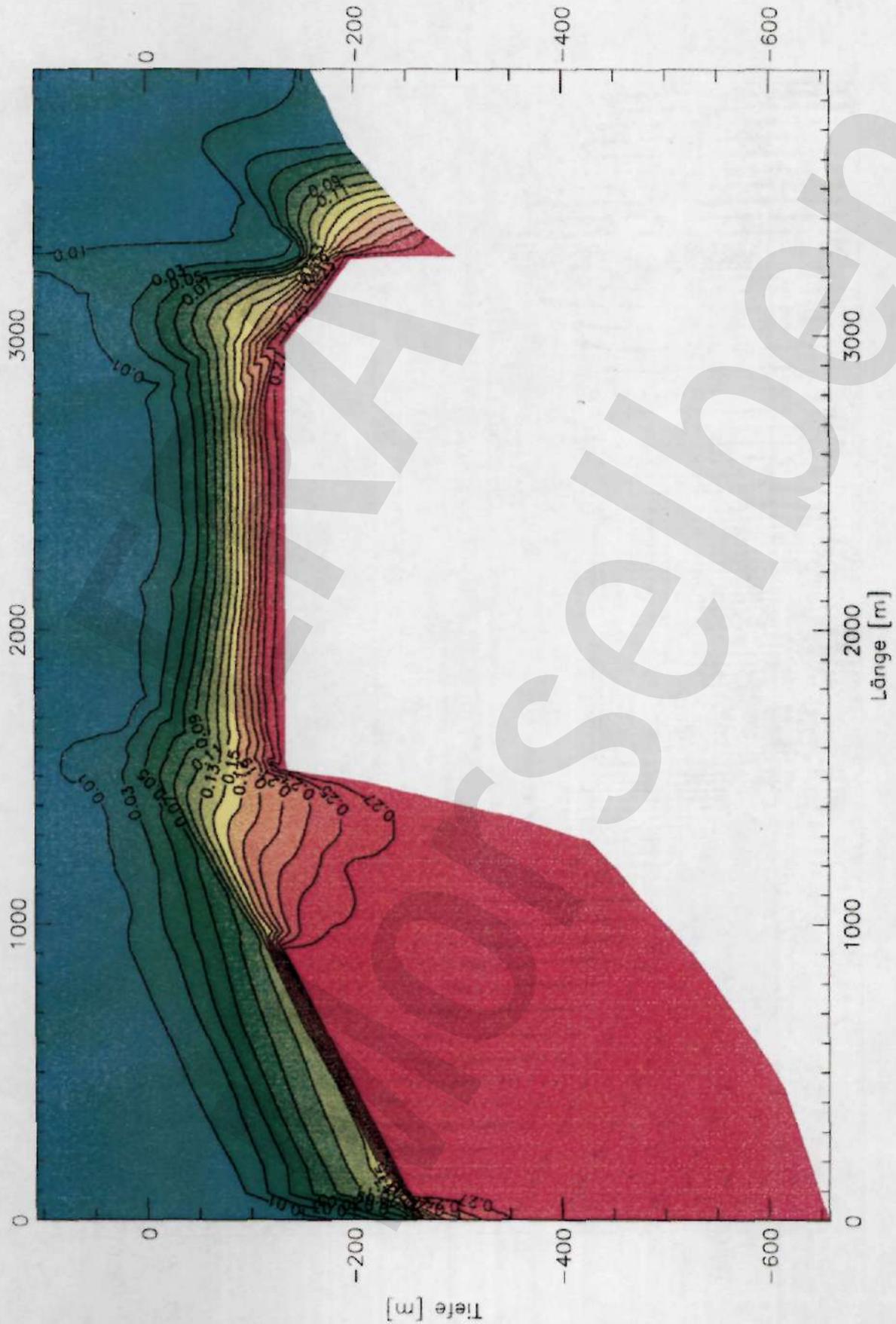
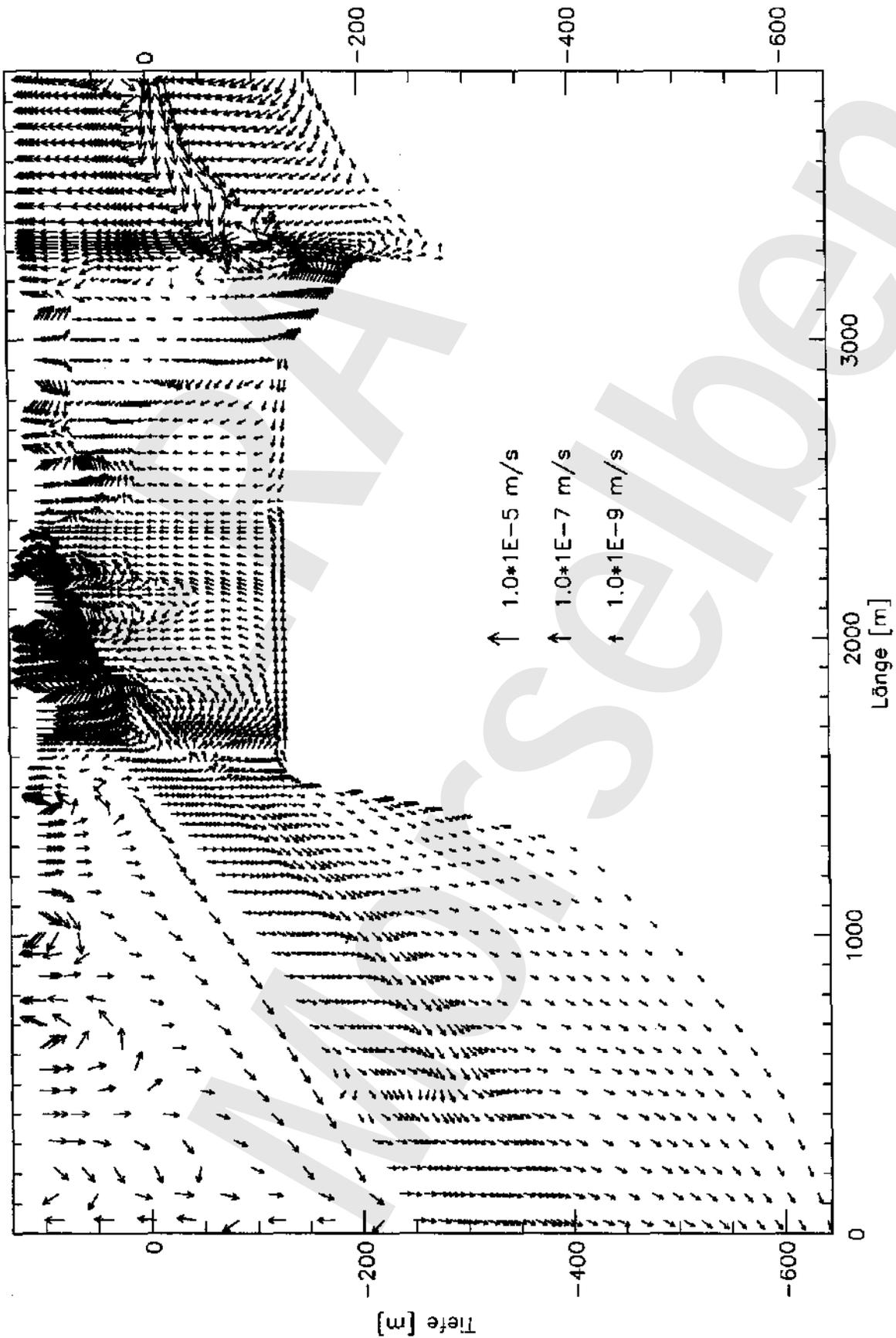


Abbildung 5.24 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild C2b.
(2D-M2; nach 5.000 Jahren).



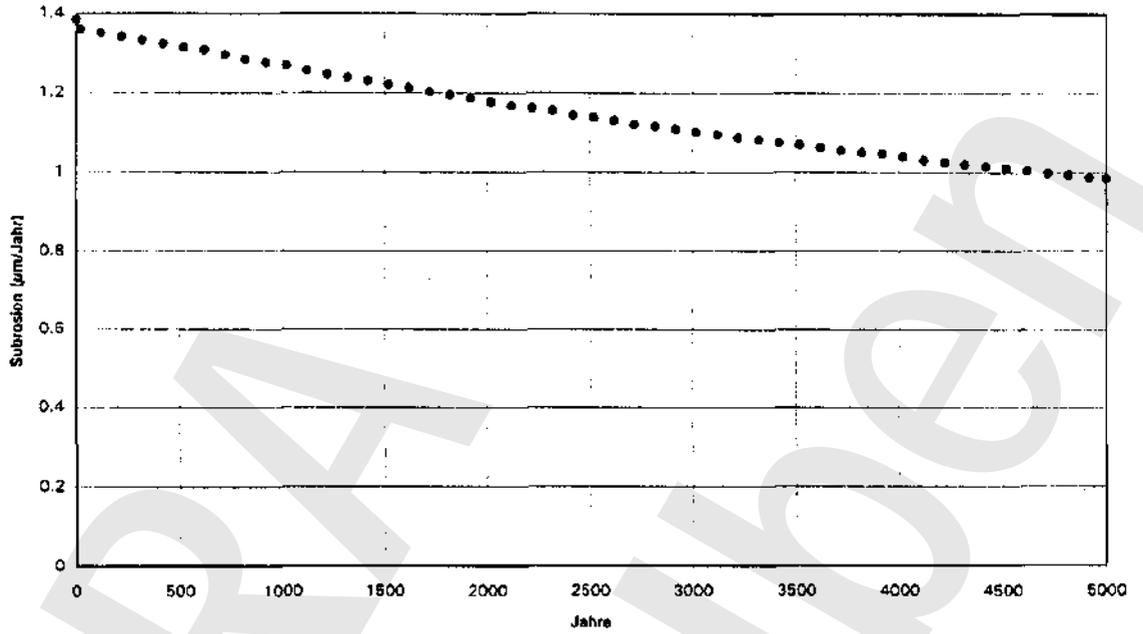


Abbildung 5.25 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild C2b. (2D-M1; gemittelt zwischen 1660 m und 2430 m am Salzspiegel).

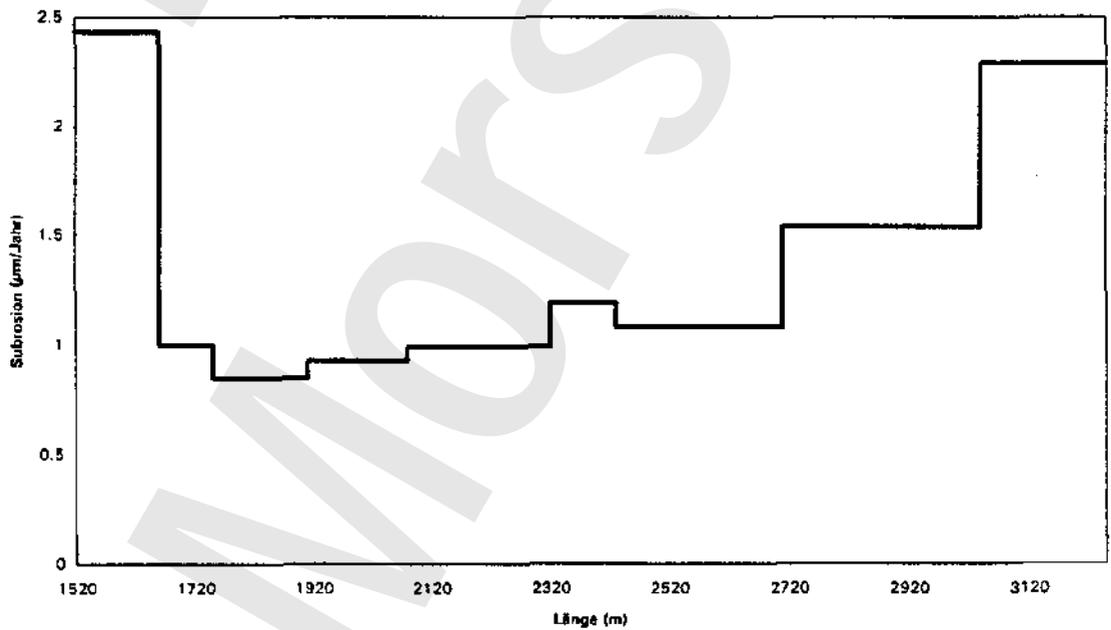


Abbildung 5.26 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild C2b (2D-M1).

Klimabild B1

Diese Periode dauert 10.000 Jahre. Als initiale Massenfraktion wird die Endsituation von Klimabild C2b genommen. Im Subherzynen Becken kommt kein Inlandeis mehr vor. In den höheren Teilen des Gebietes tritt noch diskontinuierlicher Permafrost auf, wodurch eine geringere Infiltration möglich ist. An der Stelle des ERAM entwickelt sich die Aller zu einem exfiltrierenden Fluß. An beiden Seiten des Modellprofils findet Zustrom statt (Abbildungen 5.27 und 5.28). Auch für diese Situation gilt, daß die Massenfraktion Salz über dem Gipskeuper weiterhin abnimmt. Über der Salzstruktur findet eine weitere Ausbreitung von Salzwasser zur Erdoberfläche statt. Die Gradienten der Massenfraktion haben im Vergleich zur Situation am Ende von Klimabild B2 deutlich abgenommen.

Die Abnahme der Subrosionsgeschwindigkeit setzt sich weiter fort (Abbildung 5.29). In der Endsituation beträgt die maximale Subrosion ungefähr 2,9 um/Jahr, die minimale Subrosion etwa 0,6 um/Jahr.

Klimabild A (postglazial)

Die Berechnungen für die verschiedenen Klimabüder wurden mit wechselnden Randbedingungen für die initialen Massenfraktionen durchgeführt. Zur Kontrolle der Zuverlässigkeit der Rechenergebnisse wird eine besondere Berechnung für Klimabild A durchgeführt, wobei als initiale Massenfraktion die Endsituation von Klimabild B1 genommen wird. Diese Berechnung wird für eine Periode von 50.000 Jahren durchgeführt. Die Verteilung der Massenfraktion und das Geschwindigkeitsfeld nach 50.000 Jahren sind in den Abbildungen 5.31 und 5.32 wiedergegeben. Sowohl die Verteilung der Massenfraktion Salz, als auch das Geschwindigkeitsfeld gleichen fast denjenigen Werten, mit denen der Modellzyklus begonnen wurde. (Abbildungen 5.7 und 5.8).

Der Verlauf der Subrosionsgeschwindigkeit mit der Zeit ist in Abbildung 5.33 zu sehen. Der Endwert nach 50.000 Jahren beträgt etwa 0,29 um/Jahr. Dies stimmt gut mit dem Wert von 0,27 um/Jahr überein, mit dem der Zyklus der Klimabilder begonnen wurde.

Abbildung 5.27 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B.
(2D-MI; nach 10.000 Jahren).

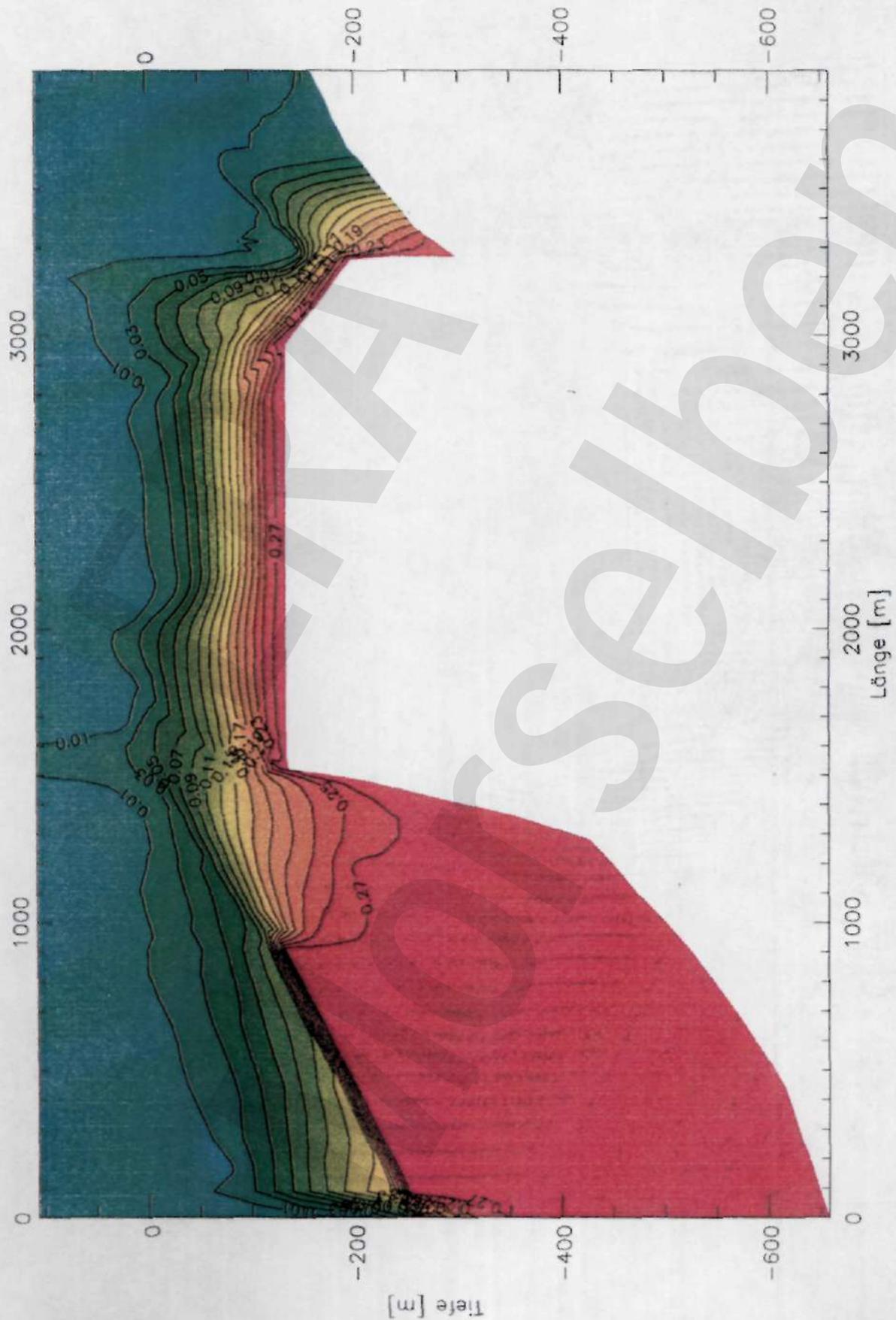
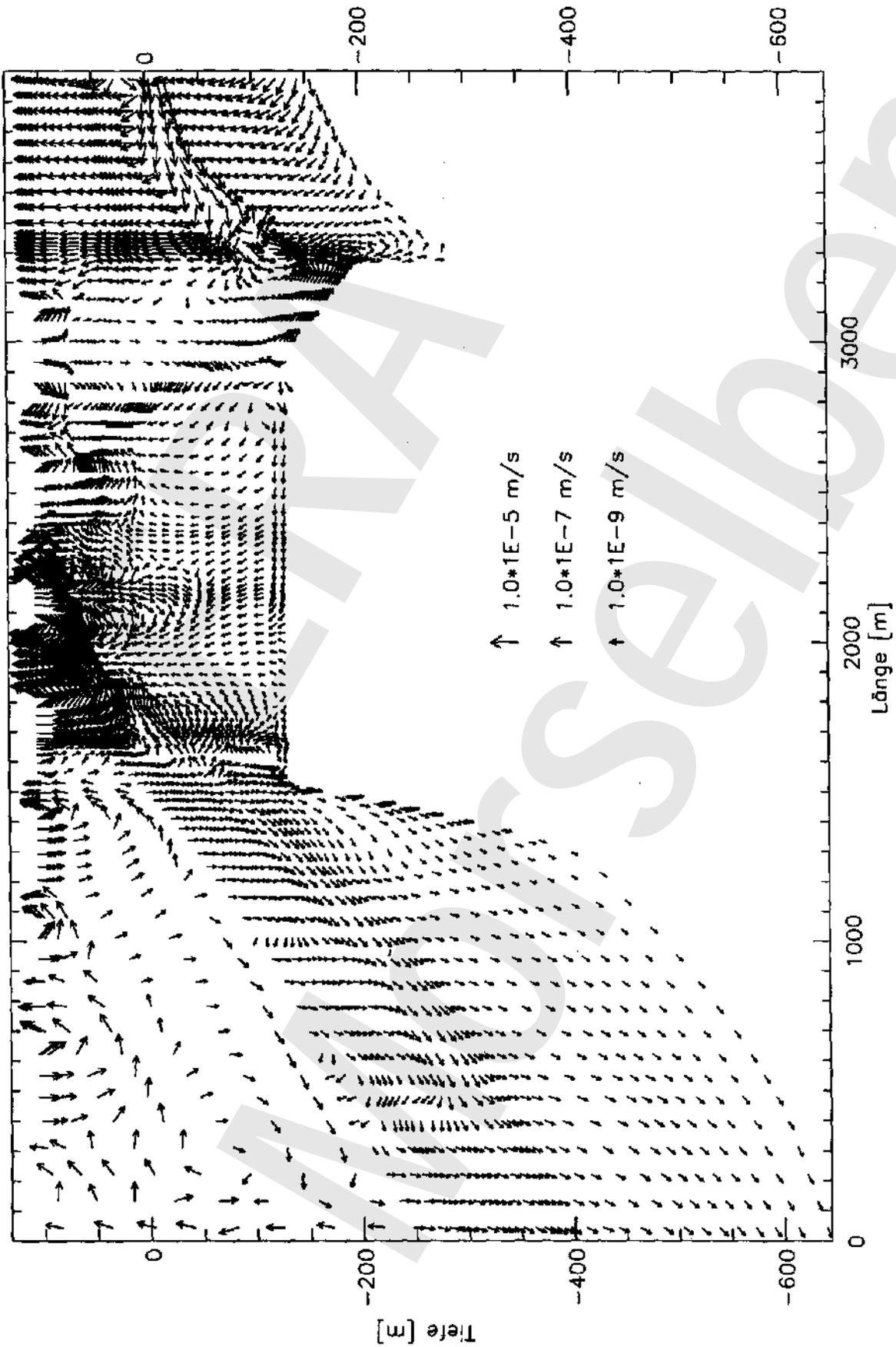


Abbildung 5.28 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B1.
(2D-M1; nach 10.000 Jahren).



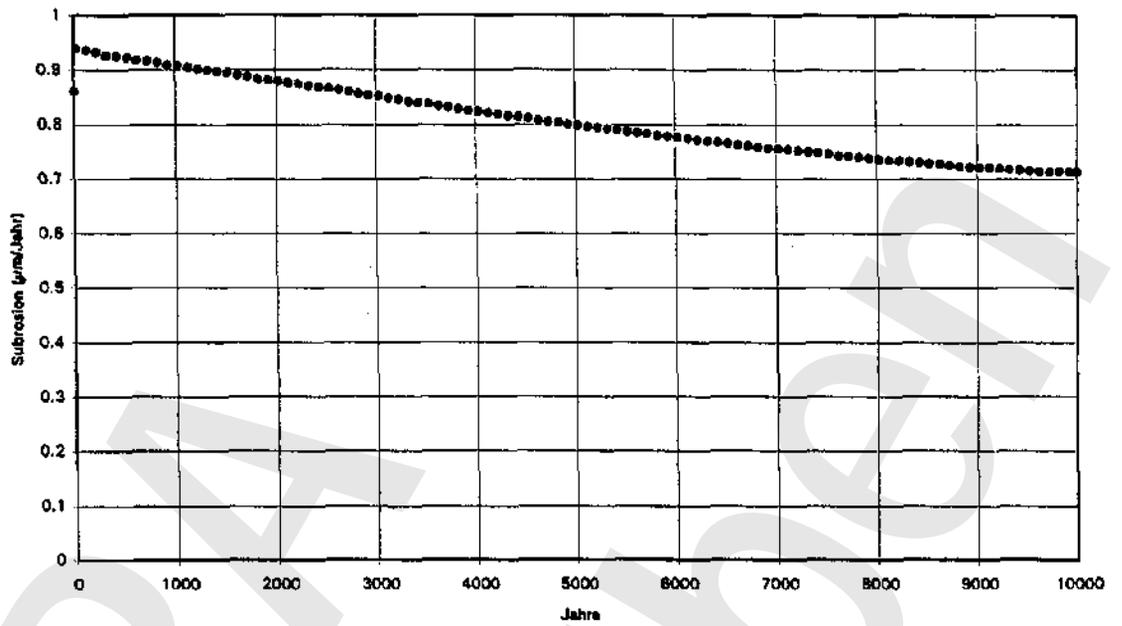


Abbildung 5.29 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild B1.
(2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel).

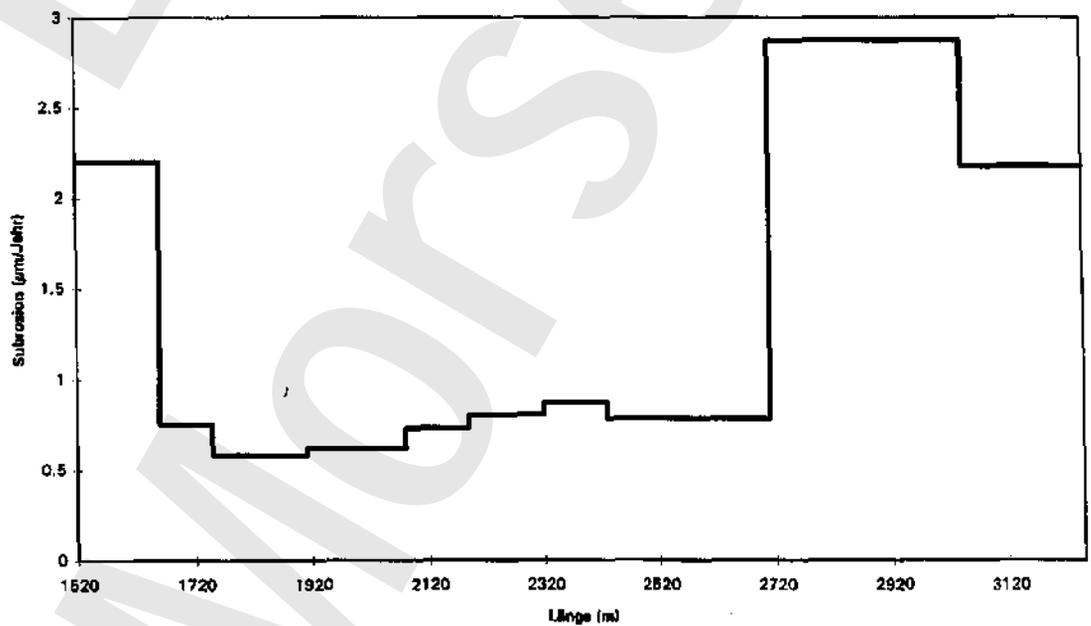


Abbildung 5.30 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel am Ende von Klimabild B.
(2D-M1).

Abbildung 5.31 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild A.
(2D-MI; nach 50.000 Jahren).

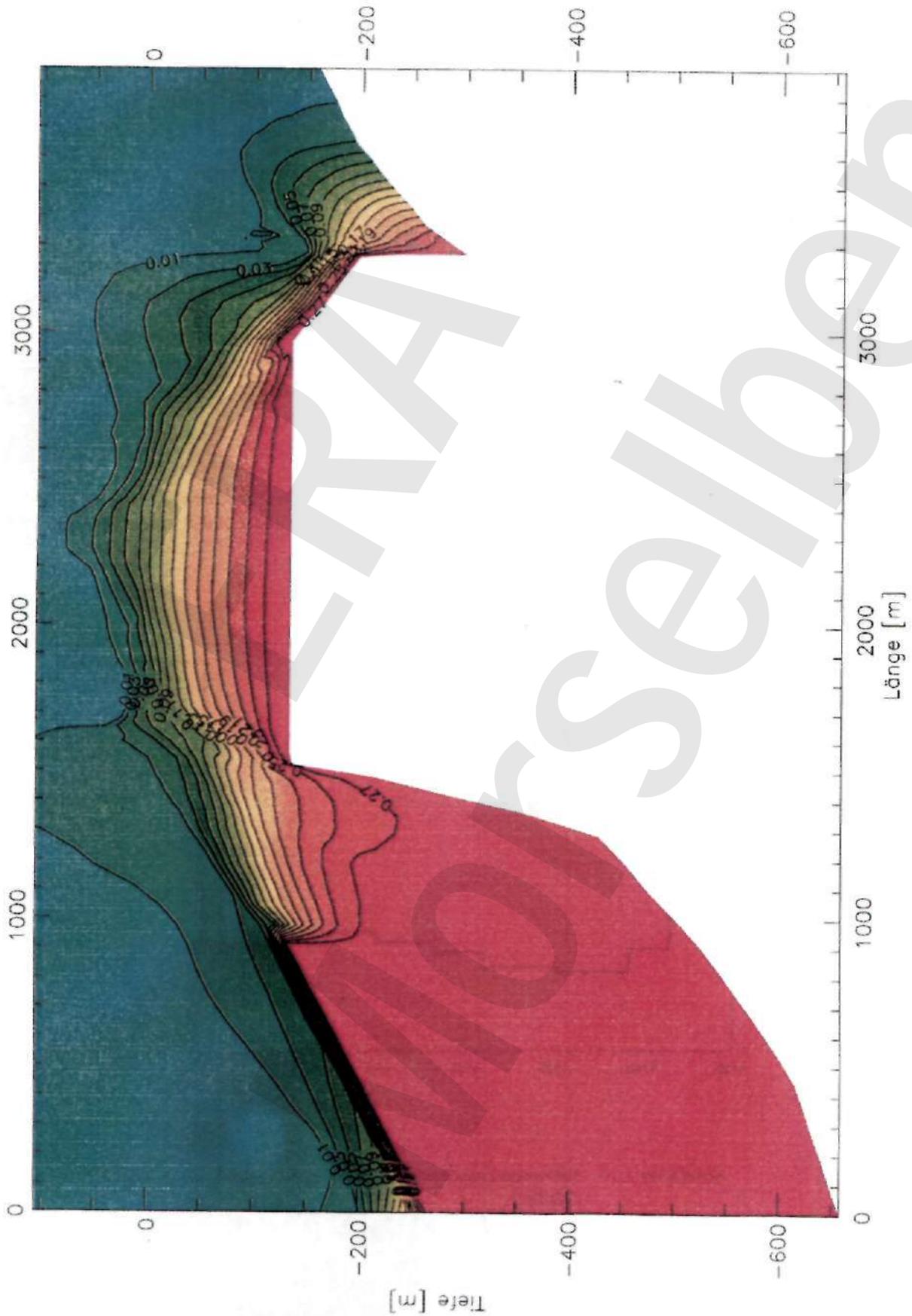
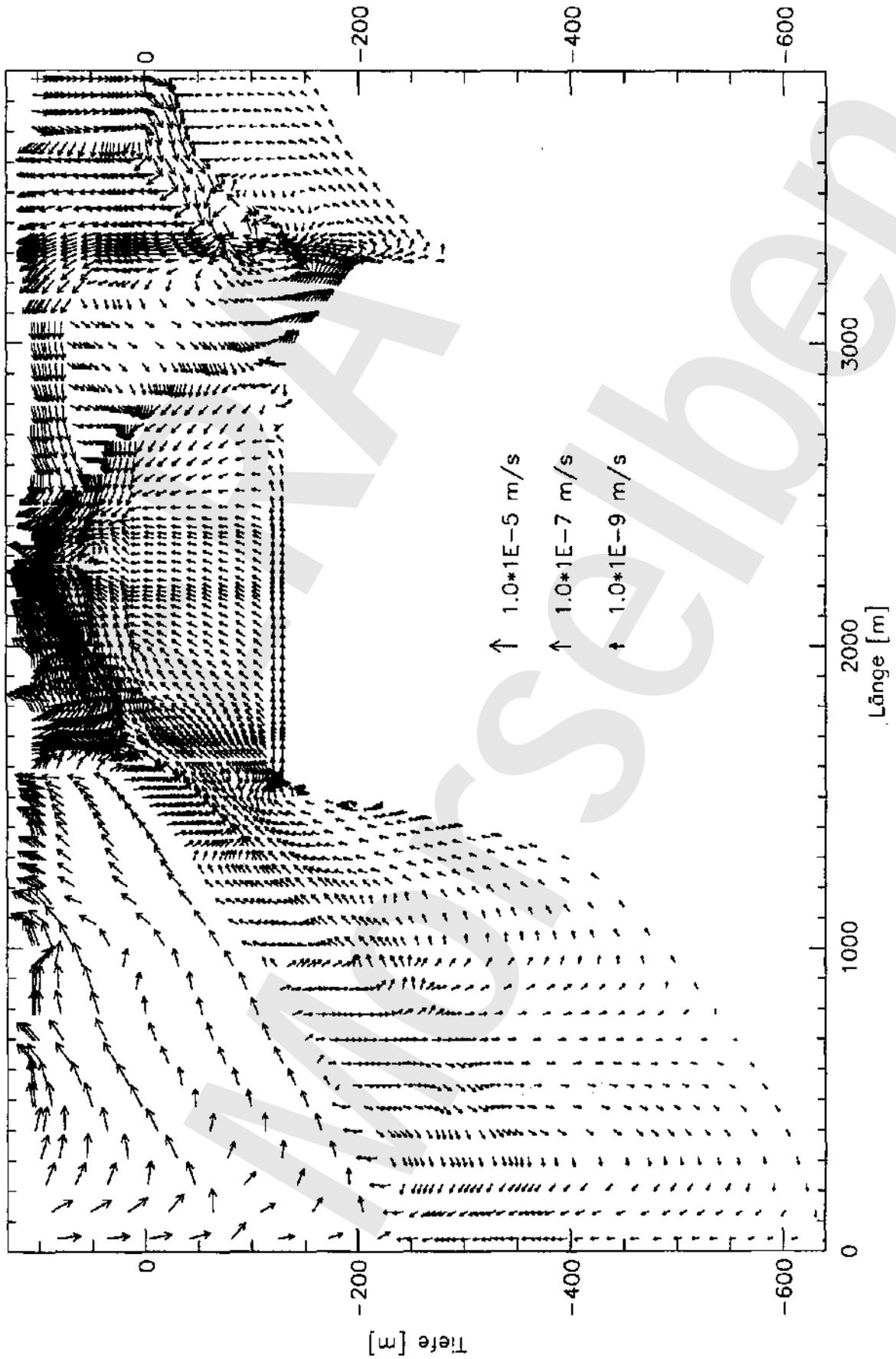


Abbildung 5.32 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabilid A.
(2D-M1; nach 50.000 Jahren).



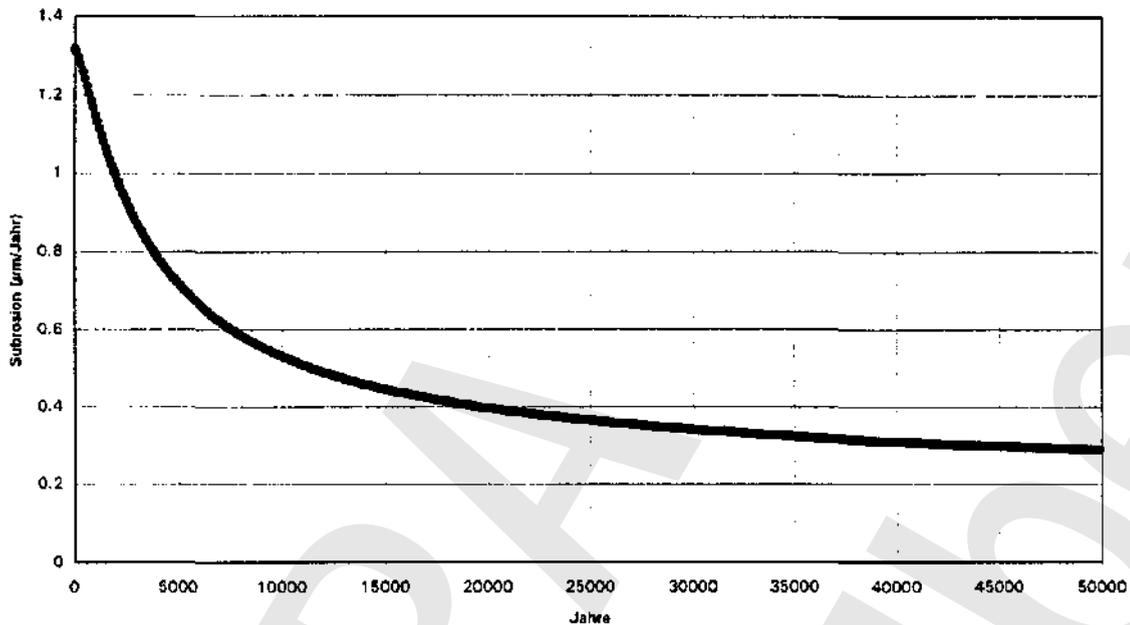


Abbildung 5.33 Durchschnittliche Subrosion (pm/Jahr) für Klimabild A (postglazial). (2D-MI; gemittelt zwischen 1660 m und 2430 m am Salzspiegel; initiale Bedingung Klimabild BI).

Maximale und kumulative Subrosion

Aus den Berechnungen für die verschiedenen Klimabilder wird deutlich, daß maximale Subrosion unter Bedingungen vorkommt, in denen im Allertal auf der Höhe der Salzstruktur Infiltration und ein Abfließen zu beiden Seiten stattfindet. Im Zyklus der Klimabilder wurde die maximale Subrosion für Klimabild B2 berechnet. Die Dauer dieses Klimabildes ist dort auf 37.000 Jahre beschränkt. Weil in dieser Periode die Endsituation nicht erreicht wird, kann auch nichts über die maximale Subrosion gesagt werden, die unter stationären Bedingungen zu diesem Klimabild gehört. Darum wurde Klimabild B2 auch für eine Dauer von 100.000 Jahren durchgerechnet. Die Verteilung der Massenfraktion Salz und das Geschwindigkeitsfeld nach einer Periode von 100.000 Jahren sind in Abbildungen 5.34 und 5.35 wiedergegeben. Bei einem Vergleich der Abbildung 5.35 mit der Abbildung 5.12 zeigt sich, daß sich die Verteilung der Massenfraktion Salz nur in sehr geringem Maß verändert hat. Der Verlauf der durchschnittlichen Subrosion über eine Periode von 100.000 Jahren für den Bereich 1660 m bis 2430 m ist in Abbildung 5.36 wiedergegeben. Nach 100.000 Jahren findet so gut wie keine Veränderung der Subrosion mehr statt und die stationäre Endsituation ist erreicht. Die durchschnittliche Subrosion über den Bereich von 1660 m bis 2430 m beträgt dann ungefähr 5,5 (im/Jahr. Abbildung 5.37 zeigt den Verlauf der Subrosionsgeschwindigkeit am Salzspiegel für die stationäre Endsituation.

Abbildung 5.34 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild B2 nach 100.000 Jahren. (2D-MI; stationäre Endsituation).

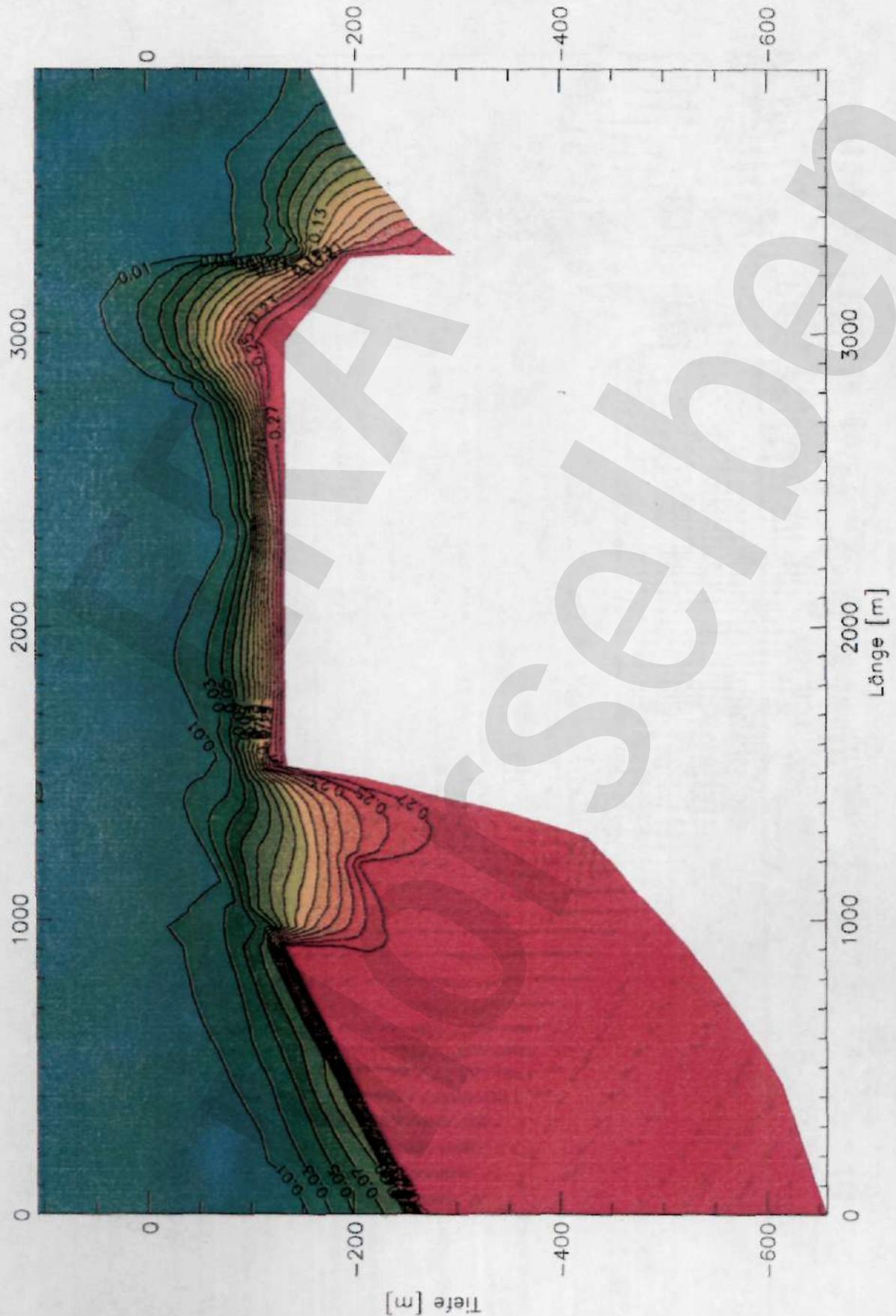
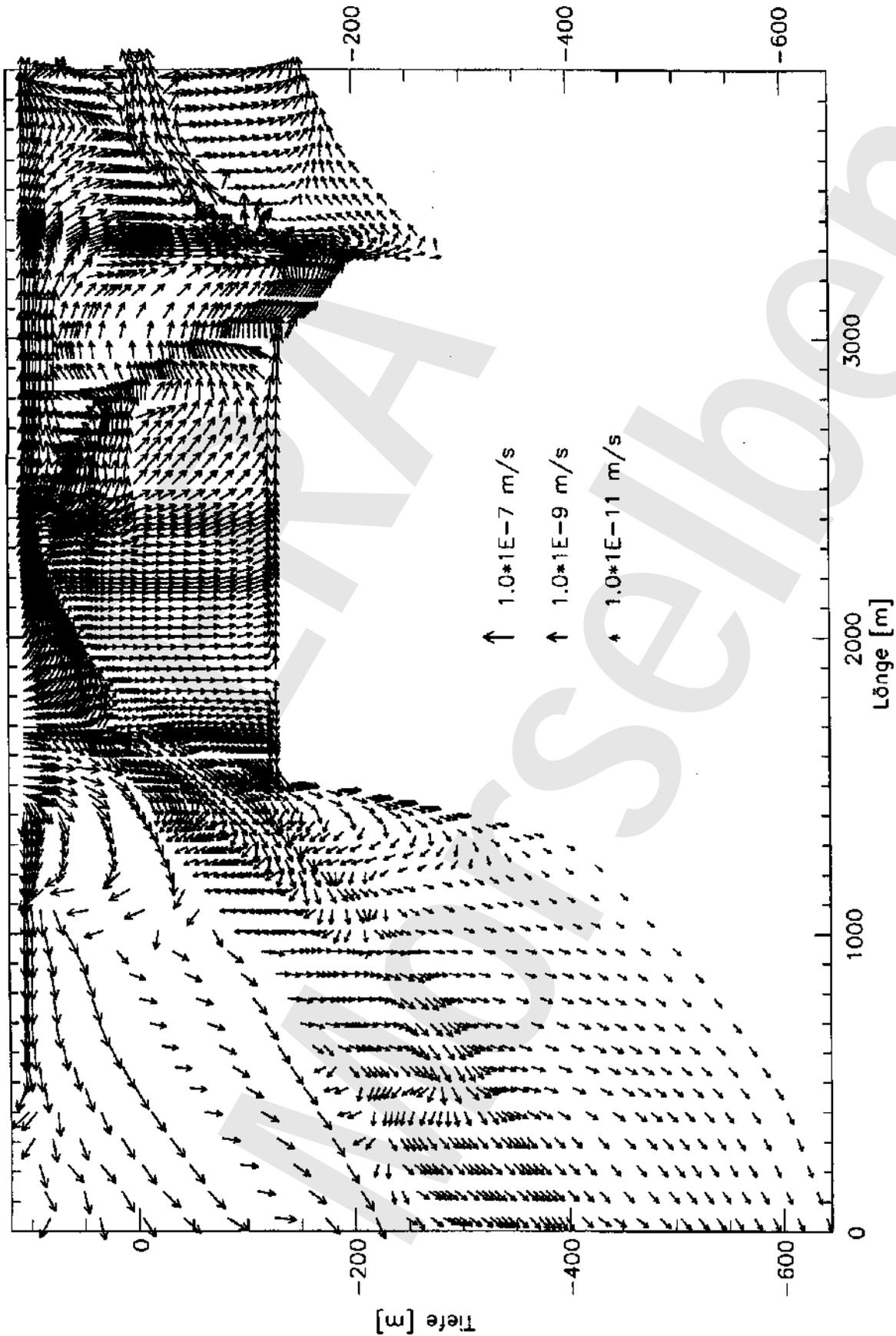


Abbildung 5.35 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild B2 nach 100.000 Jahren.
(2D-M1; stationäre Endsituation).



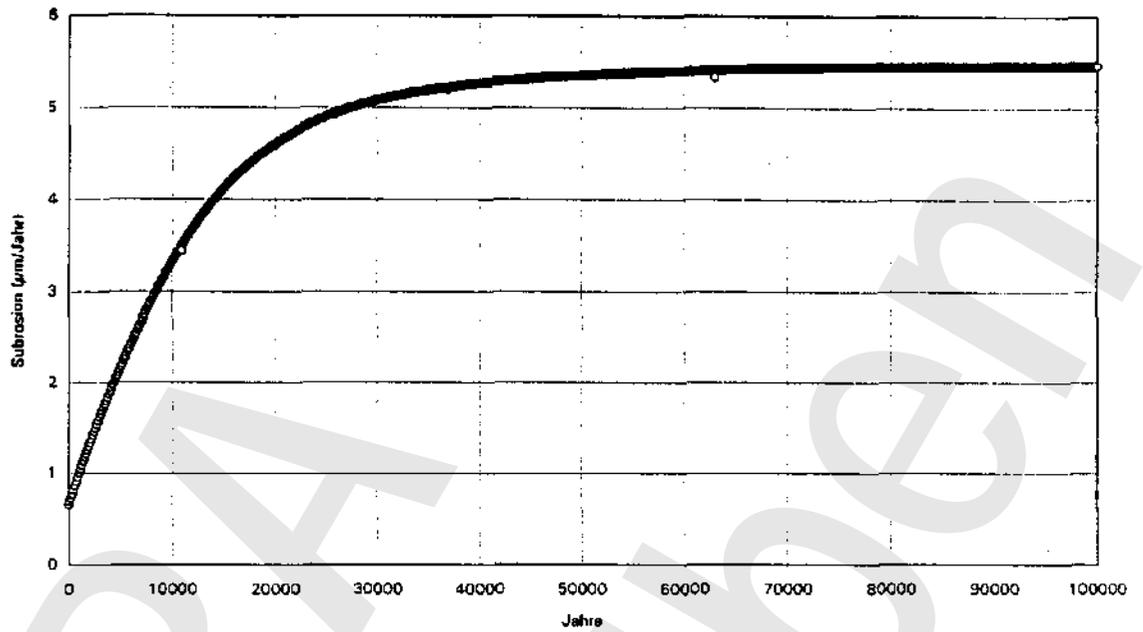


Abbildung 5.36 Durchschnittliche Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild B2.
(2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m am Salzspiegel;
Berechnung bis zur stationären Endsituation).

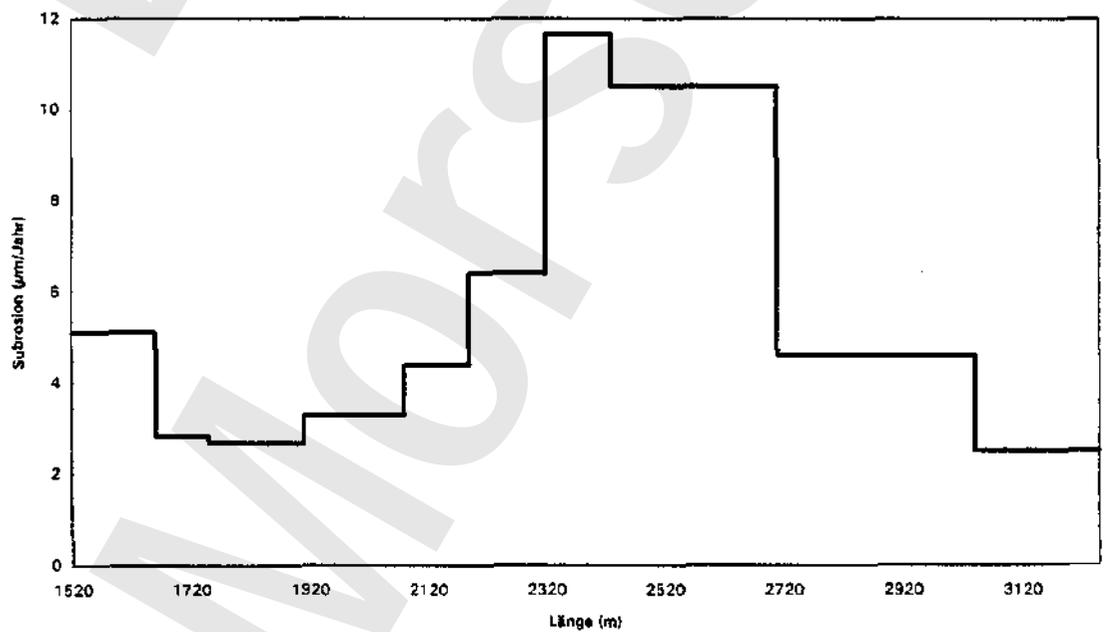


Abbildung 5.37 Subrosion ($\mu\text{m}/\text{Jahr}$) am Salzspiegel für Klimabild B2.
(2D-M1; stationär).

Die kumulative Subrosion wird als Funktion der Zeit und als Funktion des Ortes berechnet. In Abbildung 5.38 ist die kumulative Subrosion als eine Funktion der Zeit über den Bereich von 1660 m bis 2430 m wiedergegeben. Die gesamte Zeitdauer beträgt 122.000 Jahre, einschließlich der 10.000 Jahre Klimabild A zu Beginn und 50.000 Jahre Klimabild A am Ende des Zyklus. Der Gesamtwert für diese Periode beträgt 214 mm. Dies führt zu einem durchschnittlichen Subrosionswert von 1,75 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$ über den Bereich von 1660 m bis 2430 m. Für die Perioden Klimabild B2, Klimabild C2a, Klimabild C, Klimabild C2b und Klimabild B1 wird eine kumulative Subrosion von 180 mm für eine Dauer von 62.000 Jahren berechnet. Für diesen Zeitraum beträgt die durchschnittliche Subrosion also ca. 3 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$. Die kumulative Subrosion als Funktion der Lage am Salzspiegel wird in Abbildung 5.39 wiedergegeben. Hier ist zu sehen, daß nach einer glazialen Periode von 62.000 Jahren die kumulative Subrosion zwischen 95 mm und 330 mm variieren kann. Durchschnittlich variiert die Subrosion zwischen 1,5 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$ und 5,3 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$.

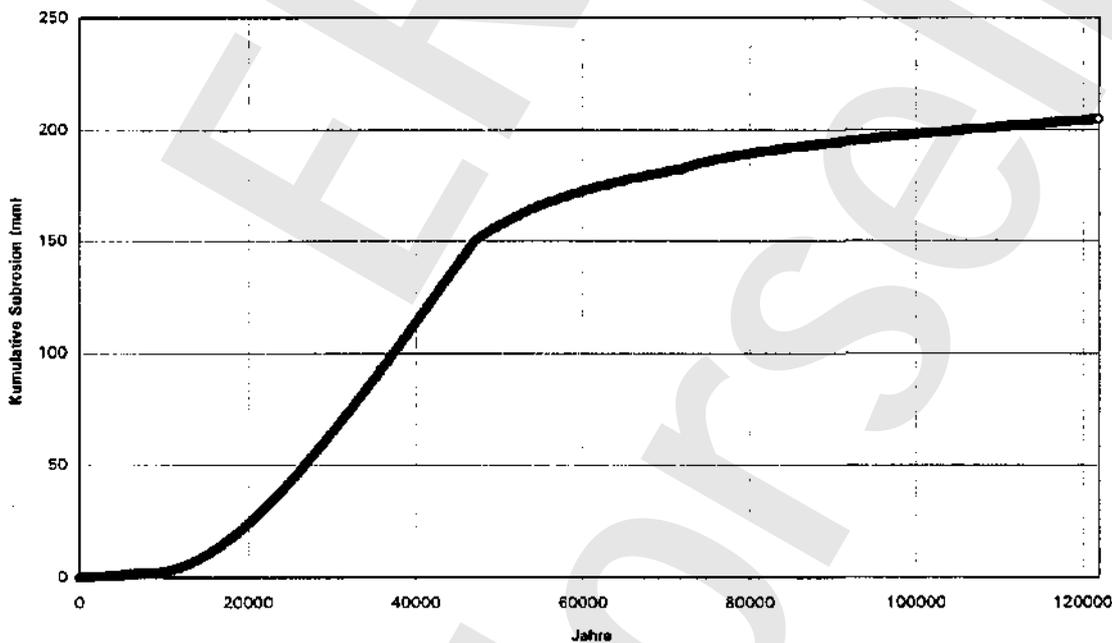


Abbildung 5.38 Kumulative durchschnittliche Subrosion.
(2D-M1; gemittelt zwischen 1.660 m und 2.430 m; bis 122.000 Jahre).

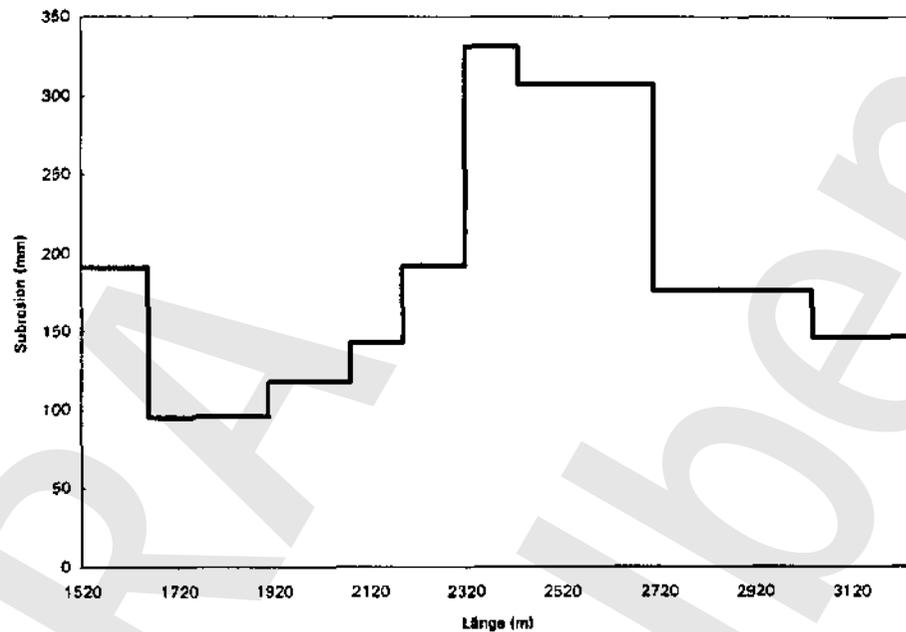


Abbildung 5.39 Kumulative Subrosion am Salzspiegel.
(2D-M1; Klimabild B2, Klimabild C2a, Klimabild C, Klimabild C2b und Klimabild B1 nach 62.000 Jahren).

Zusätzliche Rechnungen im neuen repräsentativen Modell (2D-M2)

Für das Klimabild A, den Ist-Zustand, wurde die Subrosion sowohl mit als auch ohne eine Salzspiegelbegleitzone simuliert.

Klimabild Ä (ohne Salzspiegelbegleitzone)

In Abbildung 5.40 ist der zeitliche Verlauf der Subrosion dargestellt. Für das betrachtete Problem ist ausschließlich der stationäre Endzustand interessant. Der konkrete Verlauf der Kurve in Abbildung 5.40 ist abhängig von der Anfangssituation und ist nur von numerischer Bedeutung. Die Ergebnisse der Berechnungen mit dem ersten repräsentativen Schnitt (2D-M1) stützen die Annahme, daß die stationäre Subrosionsgeschwindigkeit unabhängig von der Anfangssituation ist.

Der stationäre Endwert der Subrosion ohne Salzspiegelbegleitzone beträgt 0,695 Hm/Jahr. Abbildung 5.41 gibt die Veränderung der Subrosion pro Zeiteinheit wieder. Am Ende der transienten Berechnung beträgt die Änderung der Subrosion pro Zeiteinheit nur noch 10^{17} um/Jahr. Dieser Wert ist hinreichend niedrig um von

einer stationären Endsituation zu sprechen. Die Subrosion an der Salzstruktur wird deshalb ungefähr 0,7 $\mu\text{m}/\text{Jahr}$ betragen. Dieser Wert ist ein durchschnittlicher Wert über die gesamte Salzstruktur.

Örtlich können starke Unterschiede in der Subrosionsgeschwindigkeit auftreten. In Abbildung 5.42 ist die Subrosion als Funktion der Lage über der Salzstruktur wiedergegeben. Die Werte gelten für die stationäre Endsituation. Übereinstimmend mit den Ergebnissen für den ersten repräsentativen Schnitt (2D-M1) wird die höchste Subrosionsgeschwindigkeit für den Rand der Salzstruktur berechnet, in diesem Fall hauptsächlich für den südwestlichen Rand der Salzstruktur (Lappwald-Seite). Die Geschwindigkeit beträgt hier etwas mehr als $2 \mu\text{m}/\text{Jahr}$. Im Modell 2D-M1 wurde am Rand der Salzstruktur eine Subrosionsgeschwindigkeit von 1,5 bis $2,5 \mu\text{m}/\text{Jahr}$ errechnet. Über einen großen Bereich der Salzstruktur beträgt die Subrosionsgeschwindigkeit ungefähr $0,5 \mu\text{m}/\text{Jahr}$. Für das Modell 2D-M1 wurde hier eine Subrosionsgeschwindigkeit von ungefähr $0,3 \mu\text{m}/\text{Jahr}$ berechnet.

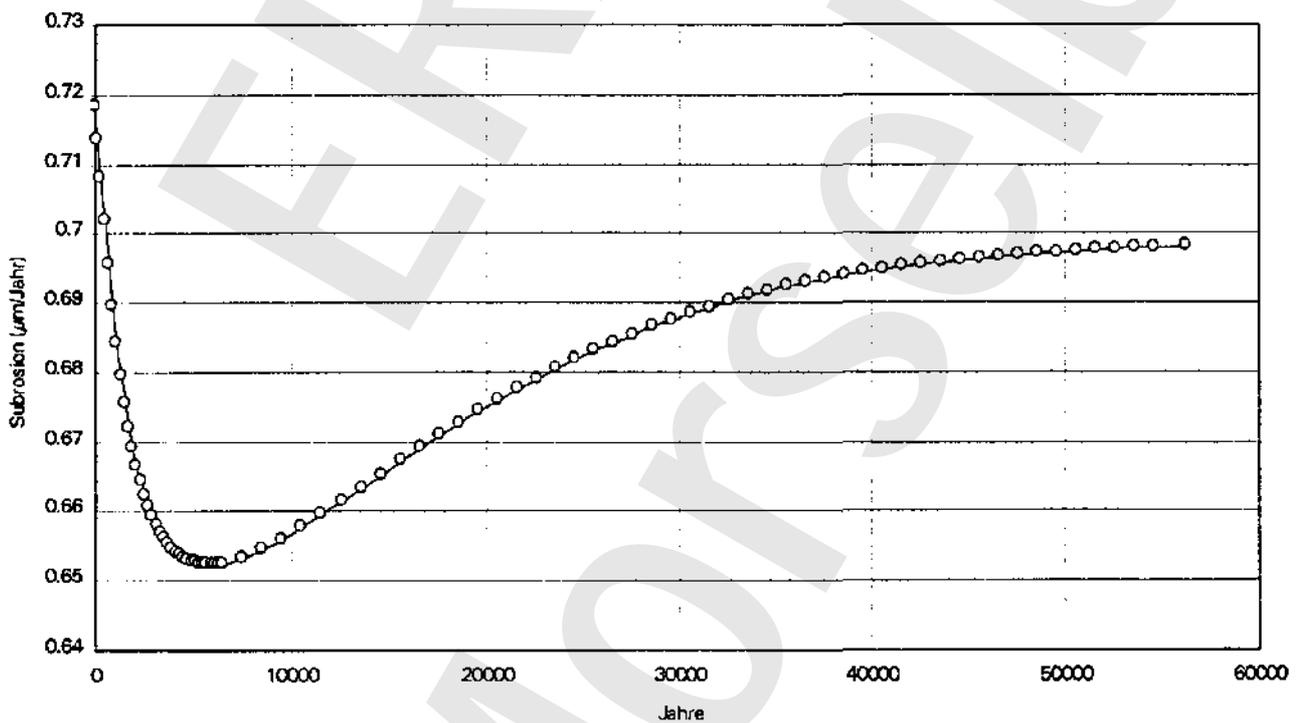


Abbildung 5.40 Durchschnittliche Subrosion am Salzspiegel (in $\mu\text{m}/\text{Jahr}$) für Klimabild A. (2D-M2; ohne Salzspiegelbegleitzone).

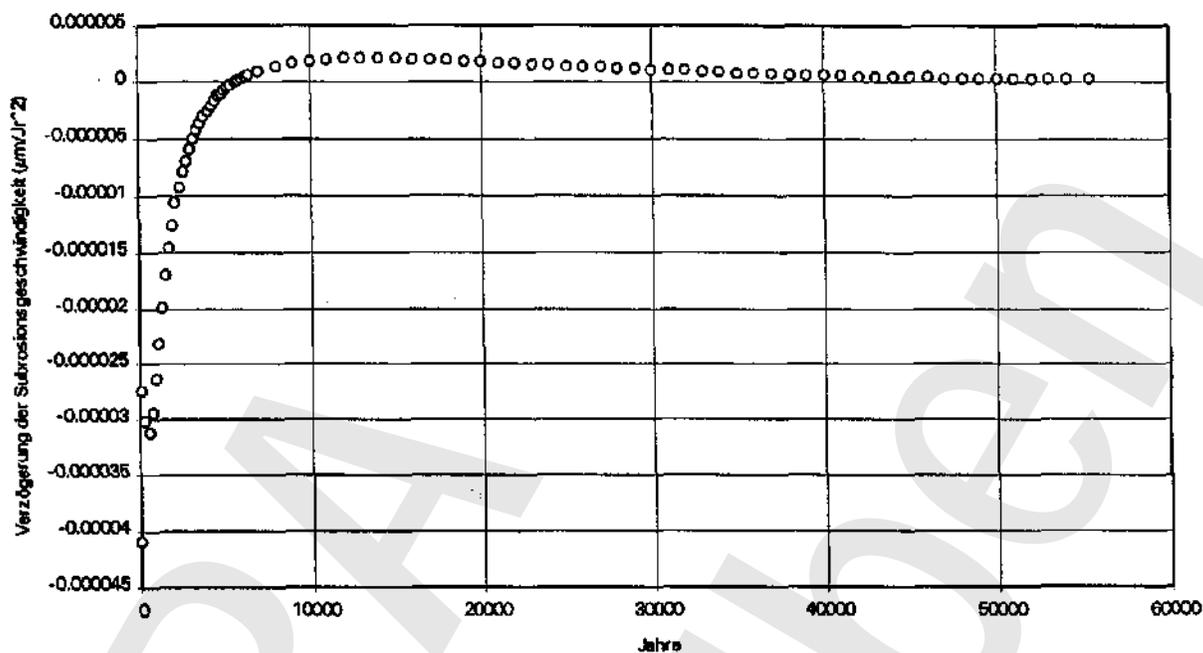


Abbildung 5.41 Veränderung der Subrosion am Salzspiegel pro Zeiteinheit (in $\mu\text{m}/\text{Jahr}^2$) für Klimabild A. (2D-M2; ohne Salzspiegelbegleitzone).

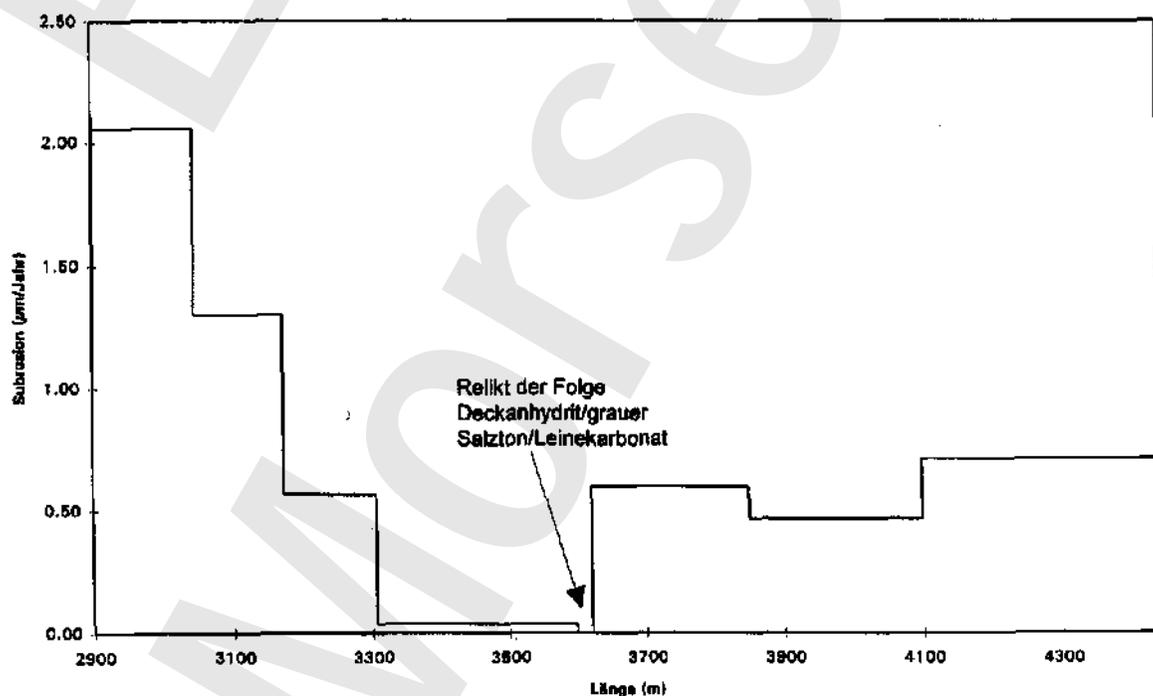


Abbildung 5.42 Subrosion als Funktion der Lage über der Salzstruktur für Klimabild A. (2D-M2; stationär; ohne Salzspiegelbegleitzone).

Abbildung 5.43 Verteilung der Massenfraktion gelöstes Salz für Klimabild A.
(2D-M2; stationär; ohne Salzspiegelbegleitzone).

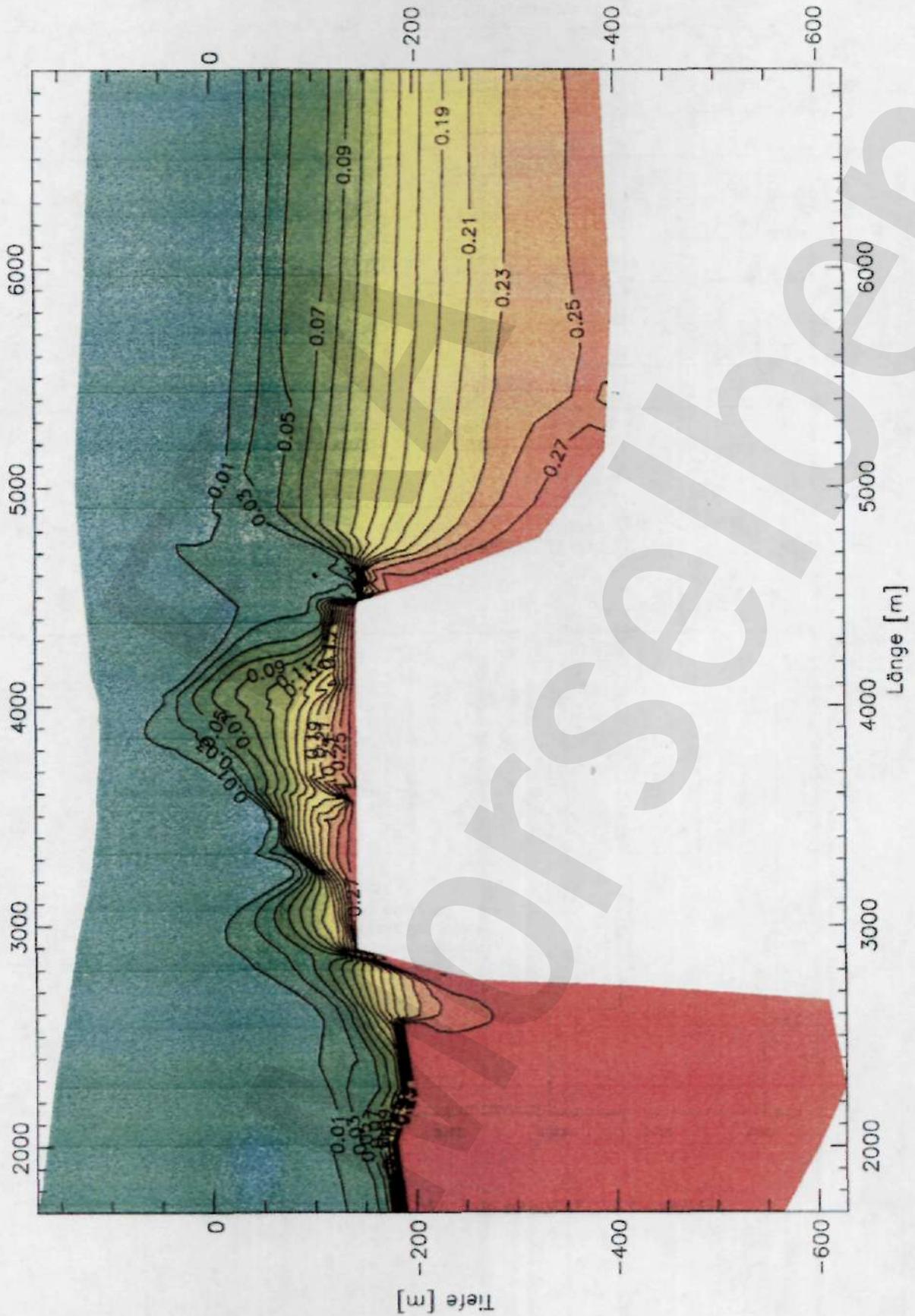
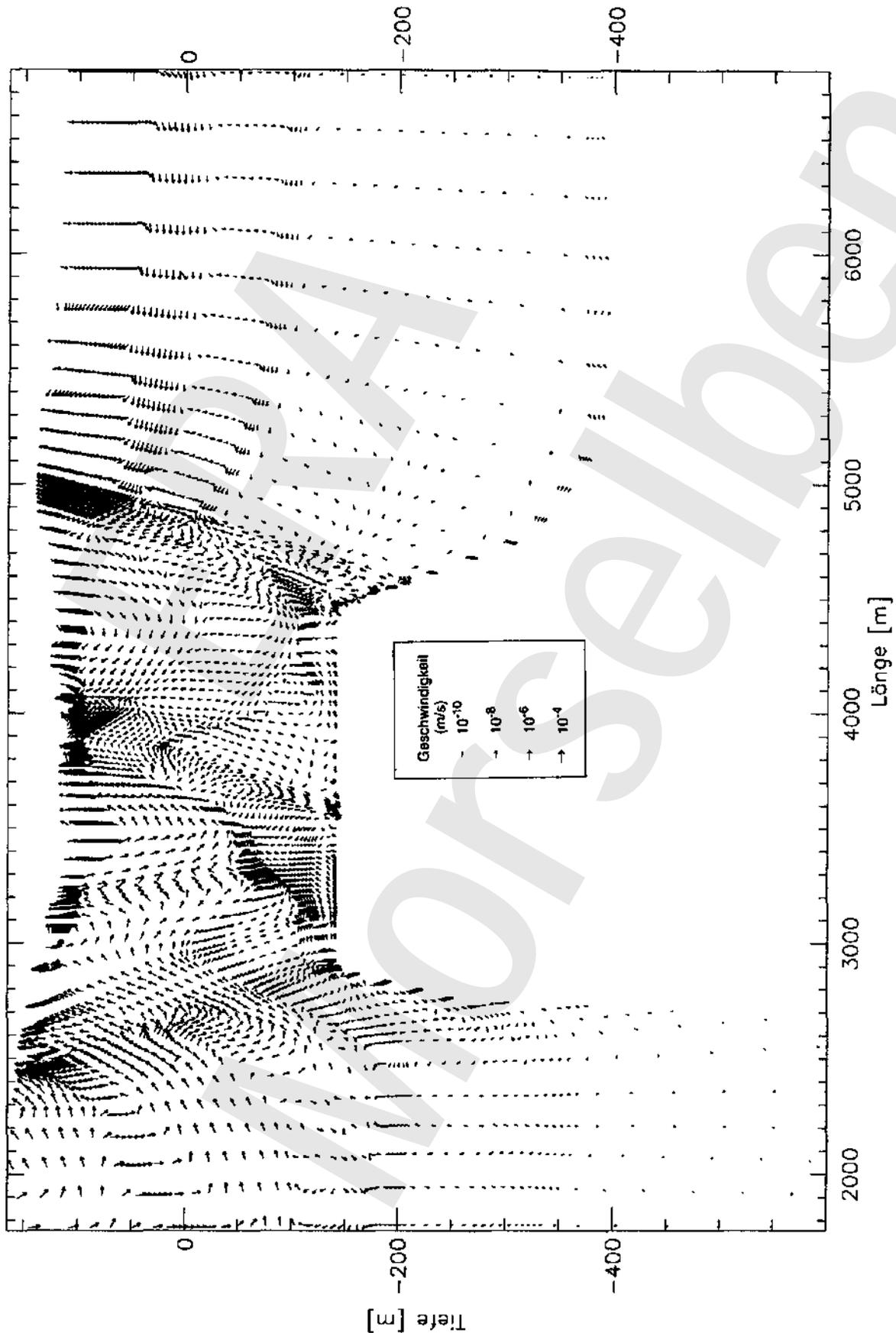


Abbildung 3.44 Porenwassergeschwindigkeit für Klimabild A.
(2D-M2; stationär; ohne Salzspiegelbegleitzone).



Der größte Unterschied zwischen den beiden Modellen ist die geringe Subrosion an der SO-Seite des ehemaligen Deckanhydrits im Modell 2D-M2. Das lokale Minimum der Subrosion beträgt $0,04 \text{ um/Jahr}$ (3.300 - 3.600 m). Das Strömungsbild in Abbildung 5.44 zeigt, daß Deckanhydrit, Grauer Salzton und Leinekabonat (Einheit A13(k2)) die Strömung parallel zur Salzstruktur stören, wie im Vergleich mit Modell 2D-M1 zu sehen ist. Diese Störung ist die Ursache für die lokal viel niedrigeren Subrosionswerte.

In Abbildung 5.43 ist die Verteilung der Massenfraktion des Salzes im Grundwasser wiedergegeben. Global folgt die Verteilung dem Bild, welches auch auf Basis des ersten repräsentativen Schnittes (2D-M1) berechnet wurde. An der südwestlichen Seite der Salzstruktur ist eine erhöhte Salzkonzentration als Folge der Salzablagerungen im Oberen und Unteren Gipskeuper zu sehen. Im Bereich der Weferlinger Triasplatte gibt es keine nennenswerte Erhöhung der Salzkonzentration, weil hier keine Salzquelle wie der Gipskeuper, vorhanden ist. Auf der Höhe der Salzstruktur findet deutlich vertikaler Transport von Salzwasser statt, wobei die Konzentration zur Erdoberfläche hin abnimmt. Die vertikale Bewegung des Salzwassers wird durch die Anwesenheit von gut und schlecht durchlässigen Einheiten beeinflusst. Hauptsächlich der Einfluß des gering durchlässigen Keuper-Tonsteins mit Gips (A6) und die gut durchlässigen Alleringerslebener Schichten (A6) sind von Bedeutung. Die Strömungsvektoren sind in Abbildung 5.44 wiedergegeben. Hier ist zu sehen, daß sich mehrere Konvektionszellen entwickeln, hauptsächlich durch die Anwesenheit der Schichtenfolge des Deckanhydrits, der das Strömungsmuster stark beeinflusst. Strömung in der Lappwaldscholle und der Weferlinger Triasplatte folgt global demselben Muster wie beim ersten repräsentativen Schnitt (2D-M1).

Klimabild A (mit Salzspiegelbegleitzone)

Um den Einfluß einer erhöhten Permeabilität in der Salzspiegelbegleitzone zu bestimmen, wurde eine gesonderte Berechnung durchgeführt. Im Unterschied zur vorhergehenden Berechnung wurde in der Salzspiegelbegleitzone eine 10-fach höhere Permeabilität angenommen. Die Salzspiegelbegleitzone wird als eine Schicht mit einer konstanten Mächtigkeit von 2 m modelliert. Hierdurch nimmt die Strömungsgeschwindigkeit des Grundwassers direkt über der Salzstruktur zu, was ein erhöhtes Maß an Subrosion verursachen kann. Der zeitliche Verlauf der Subrosion ist in Abbildung 5.45 wiedergegeben. Auf eine initiale Erhöhung der Subrosionsgeschwindigkeit folgen Abnahme und anschließend die Entstehung einer stationären Endsituation. Der stationäre Endwert für Subrosion mit Salzspiegelbegleitzone beträgt nun $0,8 \text{ um/Jahr}$; dies ist etwas höher als bei der analogen Situation ohne Salzspiegelbegleitzone.

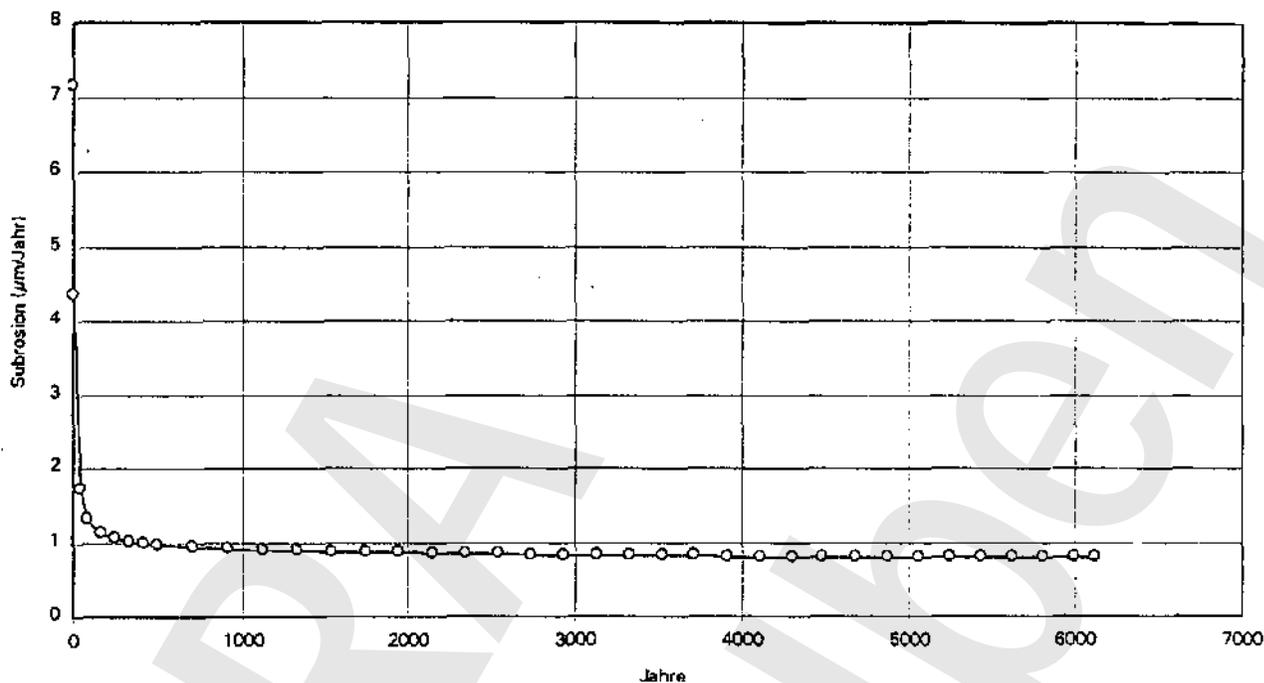


Abbildung 5.45 Durchschnittliche Subrosion am Salzspiegel für Klimabild A. (2D-M2; mit 10-fach erhöhter Permeabilität in Salzspiegelbegleitzone).

5.4 Zusammenfassende Bewertung

Die für die Schnitte 2D-M1 und 2D-M2 berechneten durchschnittlichen Subrosionswerte liegen in der gleichen Größenordnung. Für das gegenwärtige Klimabild beträgt der Subrosionswert für den ersten Schnitt (2D-M1) 0,3 µm/Jahr und für den zweiten Schnitt (2D-M2) ohne Berücksichtigung einer Salzspiegelbegleitzone 0,7 µm/Jahr. Bei Berücksichtigung einer Salzspiegelbegleitzone beträgt der Wert 0,8 µm/Jahr. Bei kontinuierlichem Permafrost steigt die Subrosionsrate im Modell 2D-M1 auf 5,5 µm/Jahr an.

Das Strömungsmuster stimmt für das gegenwärtige Klimabild in beiden Schnitten global überein. Lokal sind im Modell 2D-M2 als Folge einer abweichenden Geometrie der hydrogeologischen Einheiten und anderer Permeabilitätswerte, Unterschiede sichtbar. Die Subrosion am Salzspiegel verläuft im Ist-Zustand nach dem gleichen Muster. Auch hier gilt, daß lokal Unterschiede möglich sind, z.T. verursacht durch das Relikt der Schichtenfolge Deckanhydrit-Grauer Salzion-Leinekarbonat im Gipshut.

Modelltechnische Einschränkungen machten es notwendig, daß der Untergrund im Modell als ein kontinuierliches poröses Medium dargestellt wird. Diskontinuitäten in der Permeabilität des Hutgesteins (z.B. in Störungen oder Karstschlotten) und die chemische Zusammensetzung des Salzes könnten zusätzlich lokale Variationen in der Subrosionsgeschwindigkeit verursachen.

Aufgrund der Modellstudien kann man schließen, daß maximale Subrosion in Situationen mit Einsickerung im Allertal und Abfließen des Grundwassers an beiden Seiten der Salzstruktur auftritt. Unter diesen Umständen wird die Subrosion im Zentralbereich des Salzspiegels am höchsten sein. In den meisten der untersuchten Fälle fließt das Grundwasser von der Triasplatte und der Lappwald-Scholle auf die Salzstruktur zu. Deshalb findet Subrosion bevorzugt im Randbereich des Salzspiegels statt.

6 Ausmaß der fluviatilen Erosion

Das Ziel der Modellstudie ist es, die Bandbreite der zu erwartenden Flußerosion im Untersuchungsgebiet für die kommenden 150.000 Jahre vorherzusagen. Mit Hilfe des Simulationsprogrammes FLUVER2 werden, unter Verwendung von möglichen geologischen Veränderungen im Untersuchungsgebiet seit dem Mittel-Pleistozän, Berechnungen durchgeführt. Durch die Extrapolation der rekonstruierten topographischen Entwicklungen wird eine Prognose für die in der Zukunft zu erwartenden Erosionseffekte erhalten.

Das in dieser Studie beschriebene fluviatile System umfaßt das zwischen Wasserscheiden gelegene Strömungsgebiet der Aller. Im Laufe der Zeit können sich sowohl das Klima (Niederschlag und Temperatur) als auch die tektonisch bedingte relative Höhenlage verändern. In dem beschriebenen System sind zwei wichtige Prozesse aktiv: Fluviatile Prozesse und Talhangprozesse. Direkte glaziale Effekte, wie z.B. Eiskappen werden in der Systembeschreibung nicht berücksichtigt. Das bedeutet, daß subglaziale Erosion (VAN DUKE & VELDKAMP, 1996b) und Randeisphänomene (Kames, Sander, Urstromtäler usw.) als solche nicht in die Beschreibung einbezogen werden.

Veränderungen im Längsprofil eines Flusses im Laufe der Zeit werden als eine Funktion der Veränderungen im Sedimentfluß modelliert, die als Erosion und Sedimentation entlang des Profils beschrieben werden. Die Veränderung im Sedimentfluß ist eine Funktion der Sedimentmenge, die im sedimentären System mitgeführt werden kann und der Menge, die insgesamt für das System verfügbar ist. Die Menge, die maximal transportiert werden kann, ist abhängig von der Wassermenge (Abfluß) und vom Gefälle des Flußsystems (KIRKBY, 1971). Die Sedimentmenge, die insgesamt zur Verfügung steht, ist eine Funktion der Talhangprozesse und eine Funktion dessen, was durch den Fluß selbst erodiert wird. Vergleichbare Ansätze werden auch von HOWARD (1994) benützt.

6.1 2D-Modellierung

Ausgangspunkte für die Modellstudie

- Im Untersuchungsgebiet sind keine erosiven und sedimentären Folgen zu erkennen, die mit Meeresspiegelschwankungen zusammenhängen. Auswirkungen dieser Art werden auch in den kommenden 150.000 Jahren nicht erwartet. Als Argument für diese Annahme wird angeführt, daß das Untersuchungsgebiet zu weit von der Küste entfernt liegt.
- Die Form des Längsprofils der Aller wird hauptsächlich durch fluviatile Erosion als eine Folge tektonischer Aktivität erklärt.
- Es gibt keinen direkten Einfluß einer Eiskappe.

- Anthropogene Einflüsse sind nicht einbezogen.
- Die Erodierbarkeit des Flußbettes und des Untergrunds sind für die gesamte Gefällelinie als uniform angenommen.
- Es wird angenommen, daß Klimaveränderungen repräsentiert werden durch Veränderungen im Abfluß der Aller als Folge von Veränderungen in den Niederschlagsmustern. Während einer Warmzeit sind die Niederschlagsmengen maximal, während einer Kaltzeit sind sie minimal.

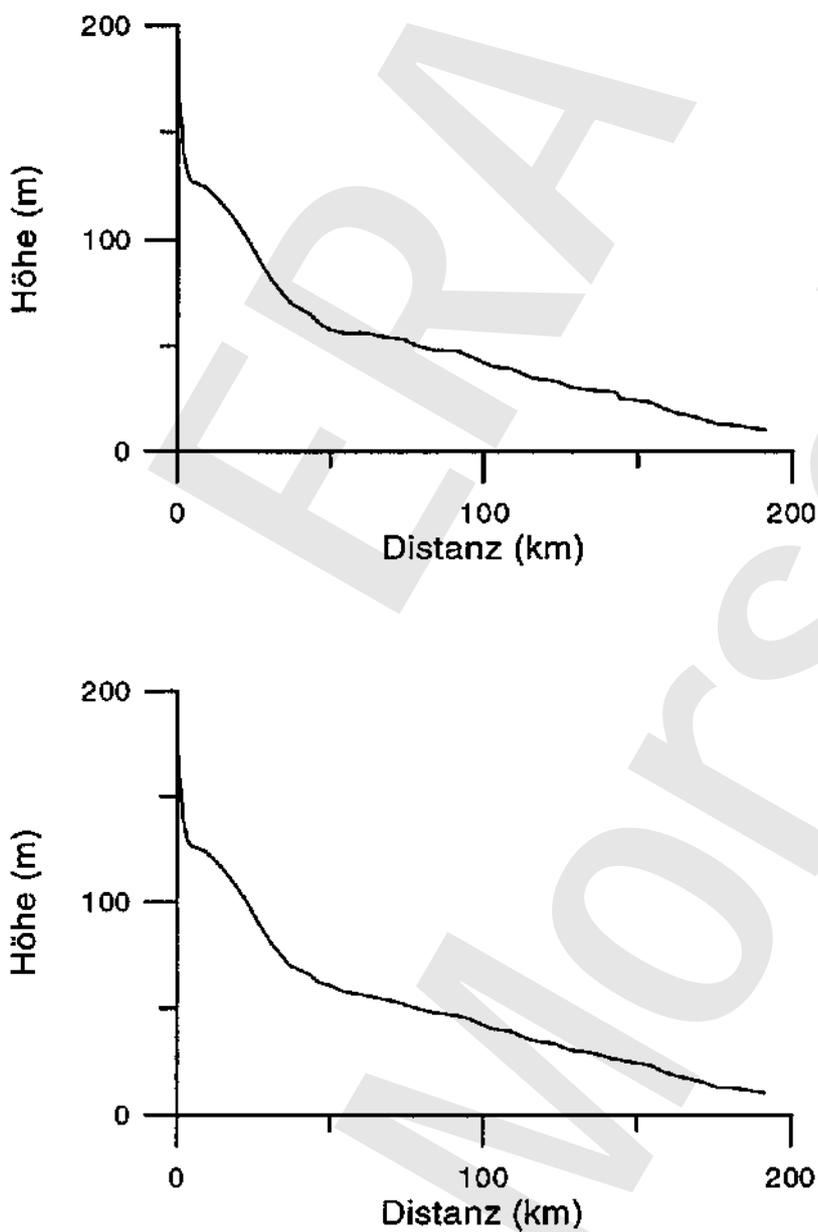


Abbildung 6.1 Längsprofil der Aller (oben) und Längsprofil der Talaue (unten).

Technische Modelldaten

- Die Sedimenttransportgleichungen aus dem letzten Bericht werden mit Hilfe von Finite-Differenztechniken gelöst.
- Der Abstand zwischen den Gitterpunkten beträgt 500 m.
- Die simulierte Länge des Längsprofils beträgt 200 km.
- Die Spanne der Zeitschritte beträgt 500 Jahre.
- Die Randbedingung am höchsten Punkt (Wasserscheide) wird gegeben durch einen vorgegebenen Sedimentfluß (Neumann-Bedingung: in diesem Fall eine Nil-Fluß-Grenze)
- Die Randbedingung am niedrigsten Punkt (200 km stromabwärts) wird gegeben durch die Annahme einer festen Höhe (Dirichlet-Bedingung) und als eine fixierte Erosionsbasis simuliert.
- Die ersten 100 km des Längsprofils werden für die Kalibrierung benutzt,

6.1.1 Modellierung mit einfacher Annahme für Klimaveränderungen

Die zeitabhängige Änderung des Niederschlags ist in den ersten Berechnungen einfach als eine Sinuskurve mit einer Wellenlänge von 0,1 Ma dargestellt. Diese Wellenlänge stimmt mit der Wellenlänge des wichtigsten Klimasignals überein, wie es z.B. aus den Tiefseekurven für die letzten 1 Ma hervorgeht.

Herangehens weise

Auf Basis der Untersuchungsergebnisse bezüglich der Rekonstruktion der geologischen Geschichte des Untersuchungsgebietes wurden 5 Szenarien definiert (siehe auch Abschnitt 4.4). Die Unterschiede zwischen den Szenarien beziehen sich im wesentlichen auf Unsicherheiten in der zeitlichen Abstimmung der tektonischen Hebung des Untersuchungsgebietes und dem potentiellen Effekt der klimatologischen Veränderungen in der geologischen Vergangenheit.

Für jedes der 5 Szenarien wurde eine Standardabfolge eingehalten:

1. Der zeitlichen Abstimmung der tektonischen Bewegungen liegt eine bestimmte Annahme zugrunde.
2. Es wurde von dem selben initialen Längsprofil ausgegangen.
3. Der eventuellen Dynamik des Klimas (Niederschlag) liegt eine einfache Annahme zugrunde.
4. Um das initiale Profil in Gleichgewicht mit den Modellparametern zu bringen, wurde für die Simulation eine Periode von 100.000 Jahren angesetzt.
5. Die Modellparameter für die Berechnung des Sedimenttransportes werden so kalibriert, daß das Längsprofil beim Zeitpunkt 'Gegenwart' gut mit dem gemessenen aktuellen Längsprofil übereinstimmt.

6. Anschließend wurde mit Hilfe eines Parametersatzes, der auf der Kalibrierung bei einem bestimmten Szenarium beruht, eine neue Simulation durchgeführt, allerdings nun für eine Simulationsperiode von 150.000 Jahren.

Eingabedaten und freie Parameter

Die Eingabe besteht aus:

- Initialem Längsprofil,
- Alter des initialen Längsprofils,
- Geschwindigkeiten der tektonischen Bewegungen,
- Position der Störungen im Längsprofil.

Das Längsprofil der Aller, von der Wasserscheide bis zum Zusammenfluß mit der Weser, basiert auf 50 Punkten, die von der topographischen Karte, Maßstab 1:50.000, übernommen wurden.

Die Gefällelinie der Aller wurde von einer Flußgefällelinie in eine Talgefällelinie umgesetzt (Abbildung 6.1). Die ursprünglichen 50 Höhenwerte wurden in 96 Punkte transponiert, die das Längsprofil mit konstanten Intervallen von 2 km beschreiben. Diese Umsetzungen waren nötig, weil das Modell FLUVER2 nicht das Gefälle des Flusses selbst simuliert, sondern das der Landschaft. Dabei muß das Längsprofil in gleiche Elemente unterteilt sein. Dieses Längsprofil wird bei der Kalibrierung gebraucht.

Für alle Szenarien gilt eine Annahme bezüglich der vorausgesetzten Lage von einigen normalen Störungen, an denen vertikale Abschiebung stattfindet.

Die Lage der Störungen (siehe auch Abschnitt 4.4) ist:

- 21 km stromabwärts der Wasserscheide
- 34 km stromabwärts der Wasserscheide
- 43 km stromabwärts der Wasserscheide

Die tektonischen Blöcke, die durch die Störungen begrenzt werden, werden im folgenden als Block 1 bis Block 4 bezeichnet. Für den gehobenen Teil des Längsprofils gilt ein Zeitintervall der Hebung von $t - 100.000$ Jahren.

Tabelle 6.1 Übersicht der Eingabedaten und Annahmen für die 5 Szenarien.

	Szenarium 1	Szenarium 2	Szenarium 3	Szenarium 4	Szenarium 5
<i>Bewegungsgeschwindigkeit (mm/a)</i>					
- Block 1	+ 0,07	+ 0,07	+ 0,07	+ 0,03	+ 0,03
- Block 2	+ 0,06	+ 0,04	+ 0,04	+ 0,02	+ 0,02
- Block 3	-0,03	-0,06	-0,06	- 0,06	-0,06
- Block 4	-0,05	- 0,05	- 0,05	-0,05	-0,05
<i>Klima</i>					
- Durchschn. Niederschlag (mm/a)	400	400	400	400	400
- Amplitude Niederschlag (mm/a)	-	-	600	-	600
- Dynamische Klimaparameter	abwesend	abwesend	anwesend	abwesend	anwesend
h Lateraler Sedimentfluß	abwesend	anwesend	anwesend	abwesend	anwesend
- Größe (mm/a)	-	0,05	0,05	-	0,03
- Amplitude (mm/a)	-	-	0,01	-	0,01
- Anfangszeit (a)	-	350.000	350.000	-	850.000

Für die Absenkung des Urstromtales wird angenommen, daß diese vor 250.000 Jahren begonnen hat. Die Geschwindigkeiten der Absenkung des Urstromtales basieren auf der Kalibrierung für das jeweilige Szenarium. Sowohl für die Annahme des Zeitintervalls, als auch für die Geschwindigkeiten der tektonischen Bewegung bestehen Unsicherheiten, da nicht genug unabhängige Geländedaten vorhanden sind. Die gewählten Werte schließen bei dem rekonstruierten Verhalten der simulierten Veränderungen im Längsprofil an.

In Tabelle 6.1 sind die spezifischen Annahmen für die unterschiedlichen Szenarien zusammengefaßt. Die freien Parameter, die bei der Kalibrierung der einzelnen Szenarien benutzt wurden, stehen in Tabelle 6.2.

Tabelle 6.2 Freie Parameter bei der Kalibrierung der 5 verschiedenen Szenarien.

Freier Parameter	Szenarium 1	Szenarium 2	Szenarium 3	Szenarium 4	Szenarium 5
Parameter für den Sedimenttransport	+	aus Szenarium 1	+	+	
Relative tektonische Bewegung	+		+	+	
Absolute tektonische Bewegung von Block 2		+			
Amplitude und Durchschnittswert der lateralen Sedimentzufuhr					+

Simulierte Erosionseffekte

Für jedes Szenarium sind 2 Diagramme mit Ergebnissen dargestellt:

1. Längsprofile des Oberlaufes der Aller, d.h. das initiale Profil, das kalibrierte Profil und die Prognose für das zukünftige Profil.

Die Kurven geben die netto-topographischen Veränderungen wieder. Das Längsprofil entsteht durch einen kombinierten Effekt von Tektonik, Erosion und Sedimentation. Aus diesen Profilen ist nicht ohne weiteres deutlich, welches die Geschwindigkeiten der Erosion sind. Um letztendlich eine quantitative Einsicht zu bekommen, wird folgende abgeleitete Information zugefügt.

2. Morphodynamik des Längsprofils für die gesamte simulierte Zeit, einschließlich der Periode von 150.000 Jahr ab heute.

Die Kurven in den Abbildungen bezüglich der Morphodynamik geben die Erosions-, bzw. Sedimentationsgeschwindigkeiten für 10 Punkte an, die in der Nähe des Endlagers liegen. Die Wahl der Darstellung dieser Daten basiert darauf, daß die berechneten Geschwindigkeiten für die Erosion oder Sedimentation in großem Maße abhängig sind vom Abstand innerhalb des Längsprofils zur Wasserscheide.

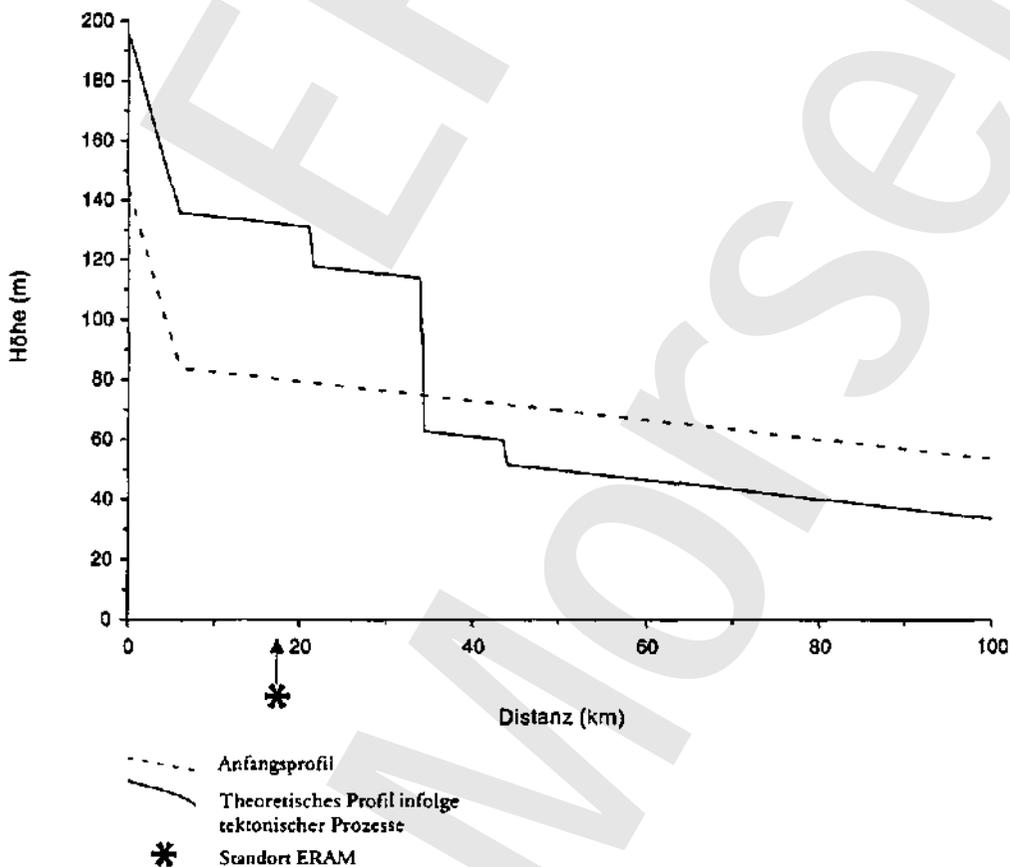


Abbildung 6.2 Das Anfangsprofil und theoretisches Profil nach der Hebung ohne den Einfluß fluvialer Prozesse.

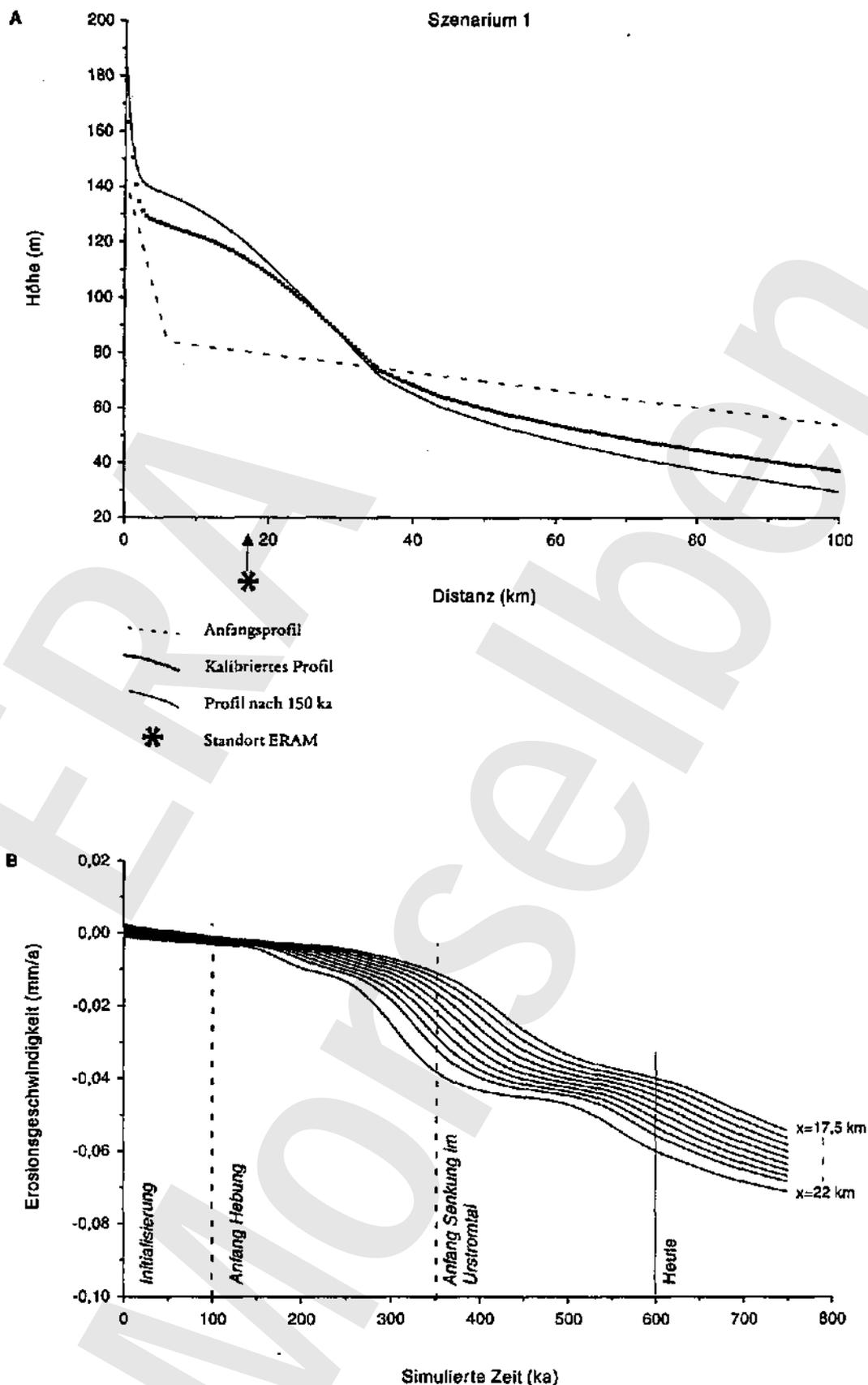


Abbildung 6.3 *Ergebnisse der Simulation für Szenarium 1. (schnelle Hebung; ohne laterale Sedimentzufuhr und Klimaveränderungen; A. Höhe des Anfangsprofils, kalibriertes Profil und Profil nach 150.000 Jahren; B. Veränderung der Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit an verschiedenen Stellen in der Nähe des Standortes).*

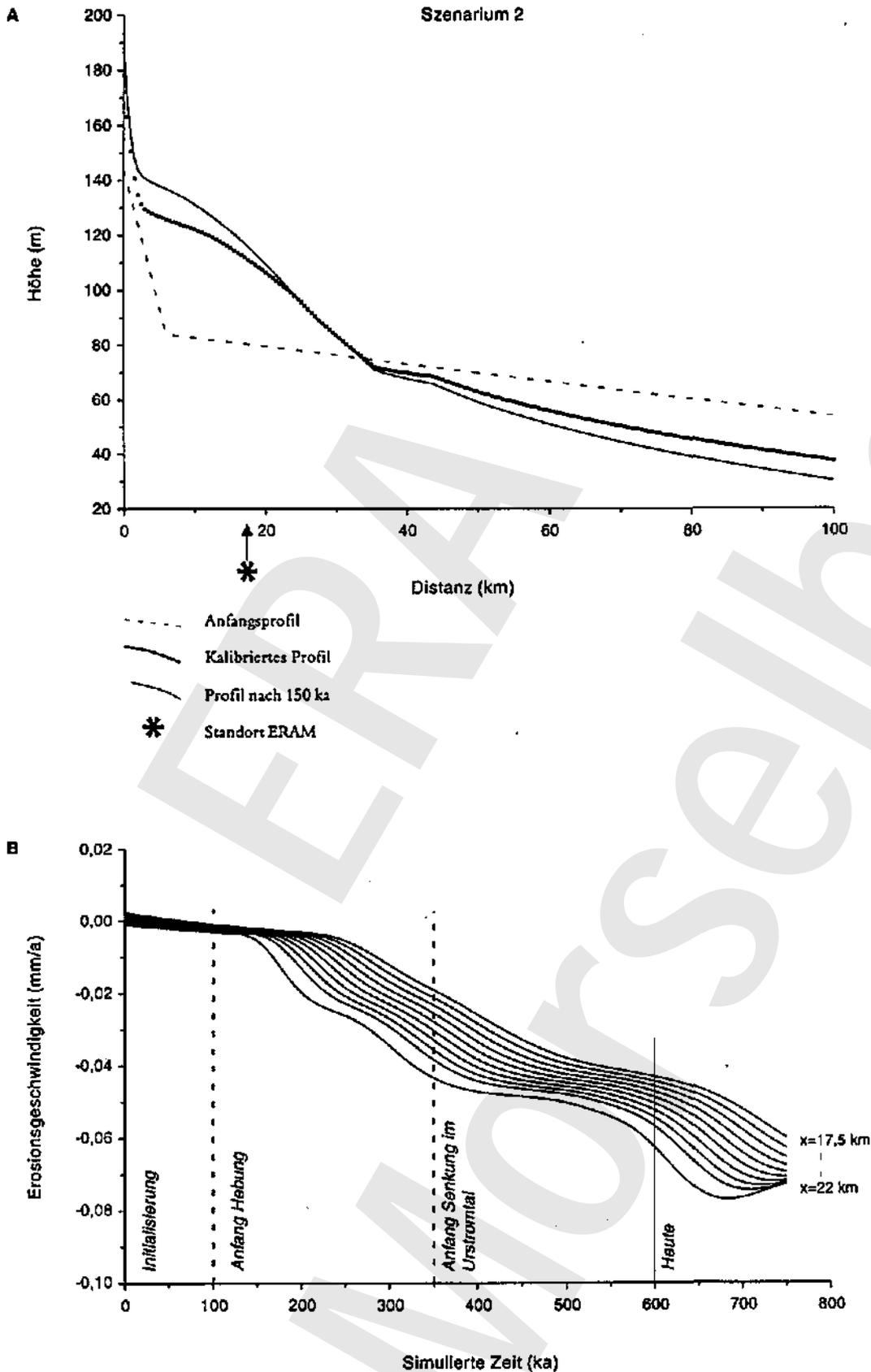


Abbildung 6.4 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 2. (schnelle Hebung und lateraler Sedimentzufuhr; ohne Klimaveränderungen; A. Höhe des Anfangsprofils, kalibriertes Profil und Profil nach 150.000 Jahren; B. Veränderung der Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit an verschiedenen Stellen in der Nähe des Standortes).

Um die Rolle der Tektonik darzustellen, wurde eine Berechnung durchgeführt, wobei die Hebungsgeschwindigkeiten aus Szenarium 1 für eine Simulationszeit von 600.000 Jahren berechnet wurden, der Effekt fluviattler Prozesse jedoch negiert wurde. Abbildung 6.2 zeigt das theoretische Ergebnis und ist als Referenz-Szenarium zu gebrauchen.

Szenarium 1 (Abbildung 6.3)

Obwohl das Längsprofil am Ende der Simulation bis ungefähr 50 km stromabwärts oberhalb des heutigen Profils liegt (Abbildung 6.3A), fand doch eine deutliche Erosion statt (Abbildung 6.3B). Der allgemeine Trend einer Zunahme der Erosionsgeschwindigkeit wird von der zurückschreitenden Erosion als Folge der tektonischen Hebung und der möglichen Senkung des Urstromtales verursacht. Eine Beschleunigung der Erosion in bezug auf die Mittelwerte folgt einige Zeit nach der Hebung bei $t = 250.000$ und wird bei $t = 400.000$ wieder verlangsamt, weil die Front der kinematischen Welle der zurückschreitenden Erosion *den* Ort des Endlagers passiert hat. Die geringe Beschleunigung bei $t = 600.000$ hängt mit einer zweiten kinematischen Welle zusammen, die ab $t = 350.000$ durch die Senkung des Urstromtales verursacht wird. Die Zeitverschiebung zwischen Erosionseffekt als Folge der Hebung und der Hebung selbst ist oberhalb des Endlagers relativ hoch und beträgt ungefähr 180.000 Jahre. Die Ursache hierfür liegt in der Annahme, daß das Längsprofil der Aller vor der Hebung sehr flach war.

Szenarium 2 (Abbildung 6.4)

Das allgemeine Bild der Kurven in diesem Szenarium scheint dem des ersten Szenariums qualitativ zu gleichen. Allerdings sind die Werte der Erosionsgeschwindigkeit durchschnittlich höher. Dies wird durch die schnellere Senkung des Urstromtales verursacht. Dieses hat wiederum einen verstärkenden Effekt auf die Erosionsgeschwindigkeiten. Die Abnahme der Geschwindigkeit am Ende der Simulation ist eine direkte Folge der Füllung durch laterale Sedimentzufuhr im Urstromtal. Über eine Periode von 150.000 Jahren ab heute wird der am weitesten stromaufwärts gelegene Teil des Profils oberhalb des Endlagers noch nicht von diesem Effekt beeinflusst.

Szenarium 3 (Abbildung 6.5)

Der am meisten ins Auge springende Aspekt dieses Szenariums ist die Wellenbewegung der Erosionsgeschwindigkeiten. Während der Warmzeiten ist die Erosionsgeschwindigkeit aufgrund des hohen Wasserabflusses höher als während der Kaltzeiten. Darüber hinaus nimmt die Amplitude der Geschwindigkeit mit der Zeit zu.

Szenarium 4 (Abbildung 6.6)

Weil die tektonischen Bewegungen bei diesem Szenarium geringer sind, sind auch die Erosionsgeschwindigkeiten niedriger. Im weiteren gleichen die Ergebnisse qualitativ Szenarium 1.

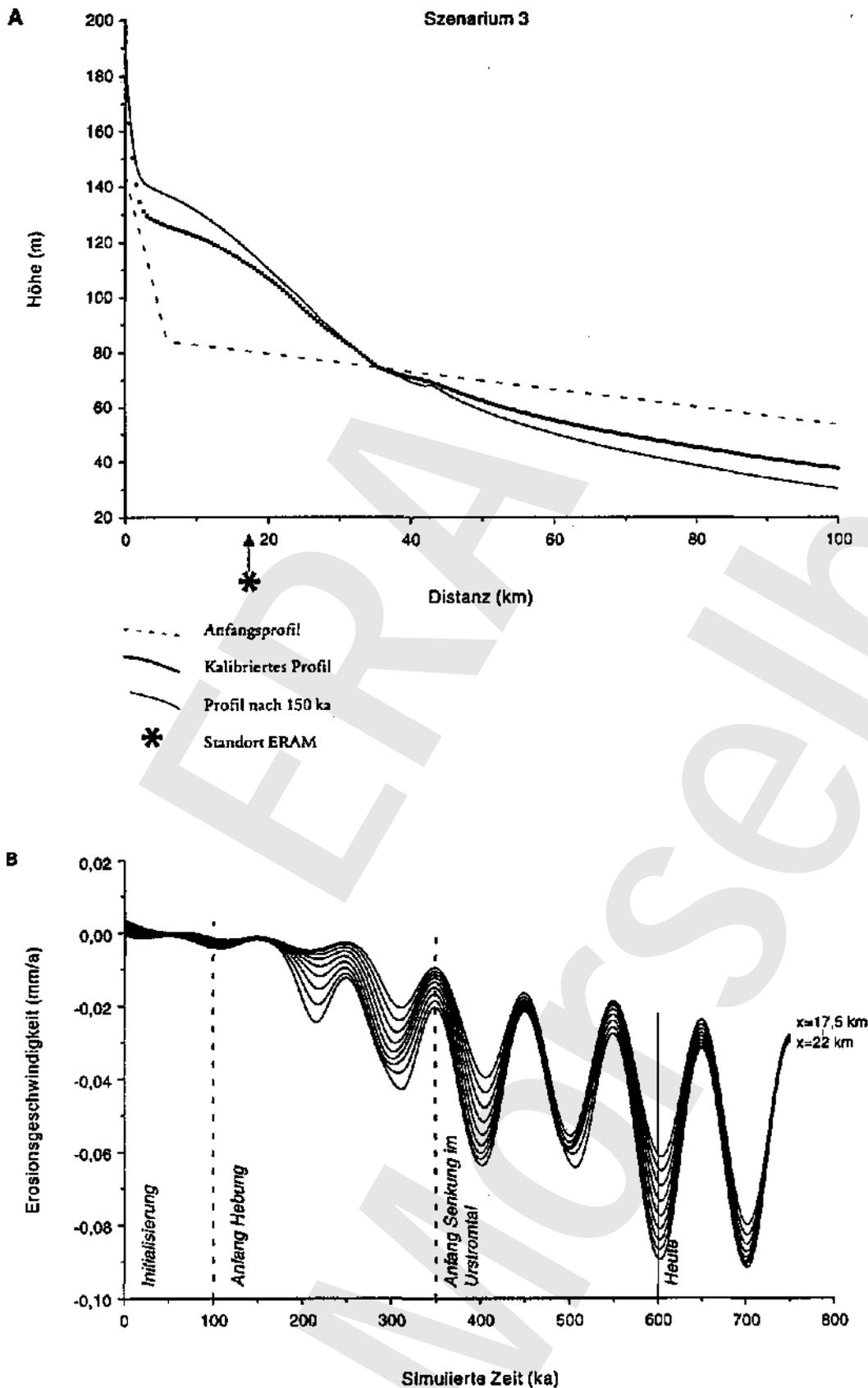


Abbildung 6.5 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 3. (schnelle Hebung, lateraler Sedimentzufuhr und Klimaveränderungen; A. Höhe des Anfangsprofils, kalibriertes Profil und Profil nach 150.000 Jahren; B. Veränderung der Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit an verschiedenen Stellen in der Nähe des Standortes).

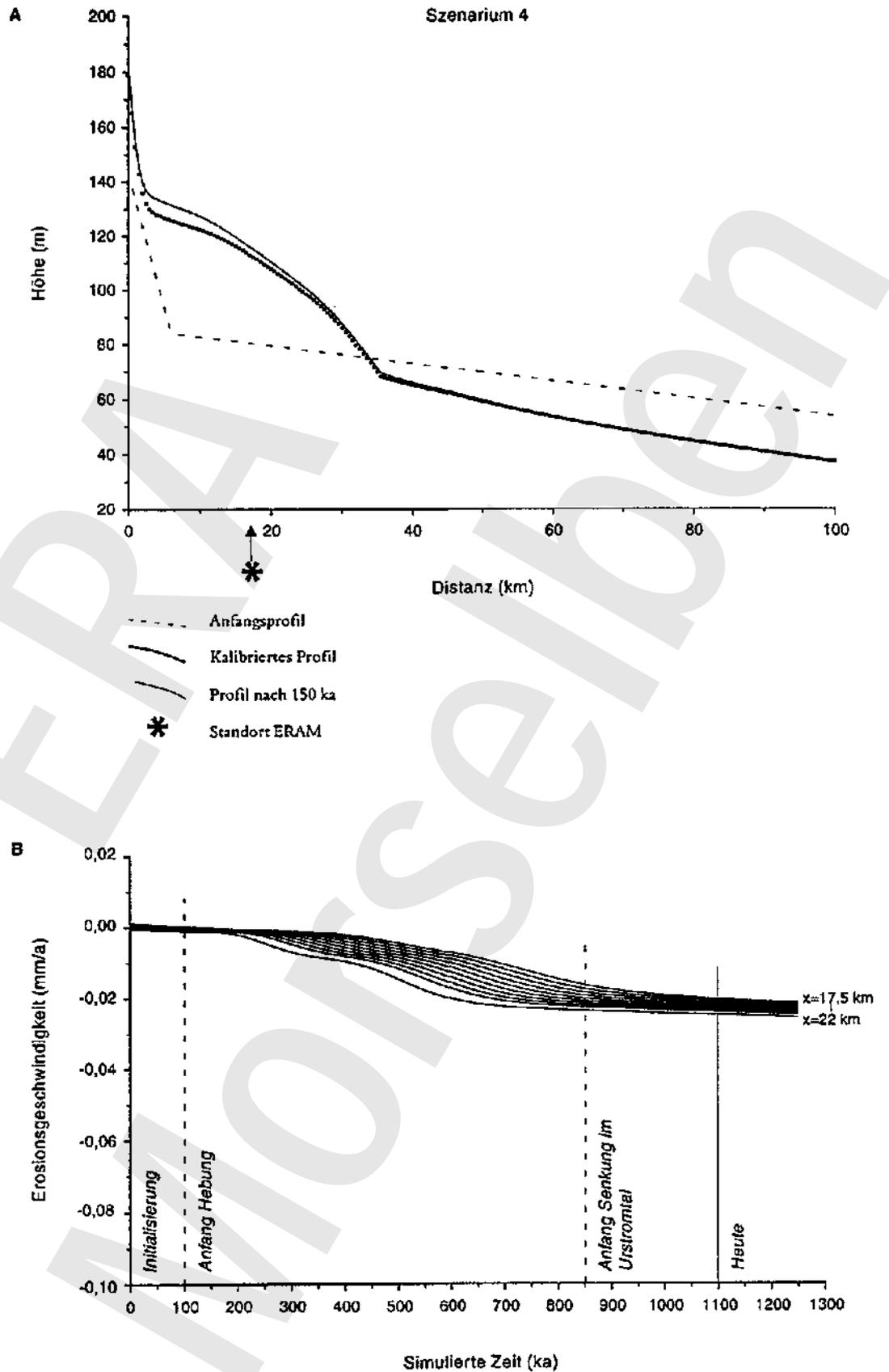


Abbildung 6.6 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 4. (langsame Hebung: ohne laterale Sedimentzufuhr und Klimaveränderungen; A. Höhe des Anfangsprofils, kalibriertes Profil und Profil nach 150.000 Jahren; B. Veränderung der Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit an verschiedenen Stellen in der Nähe des Standortes).

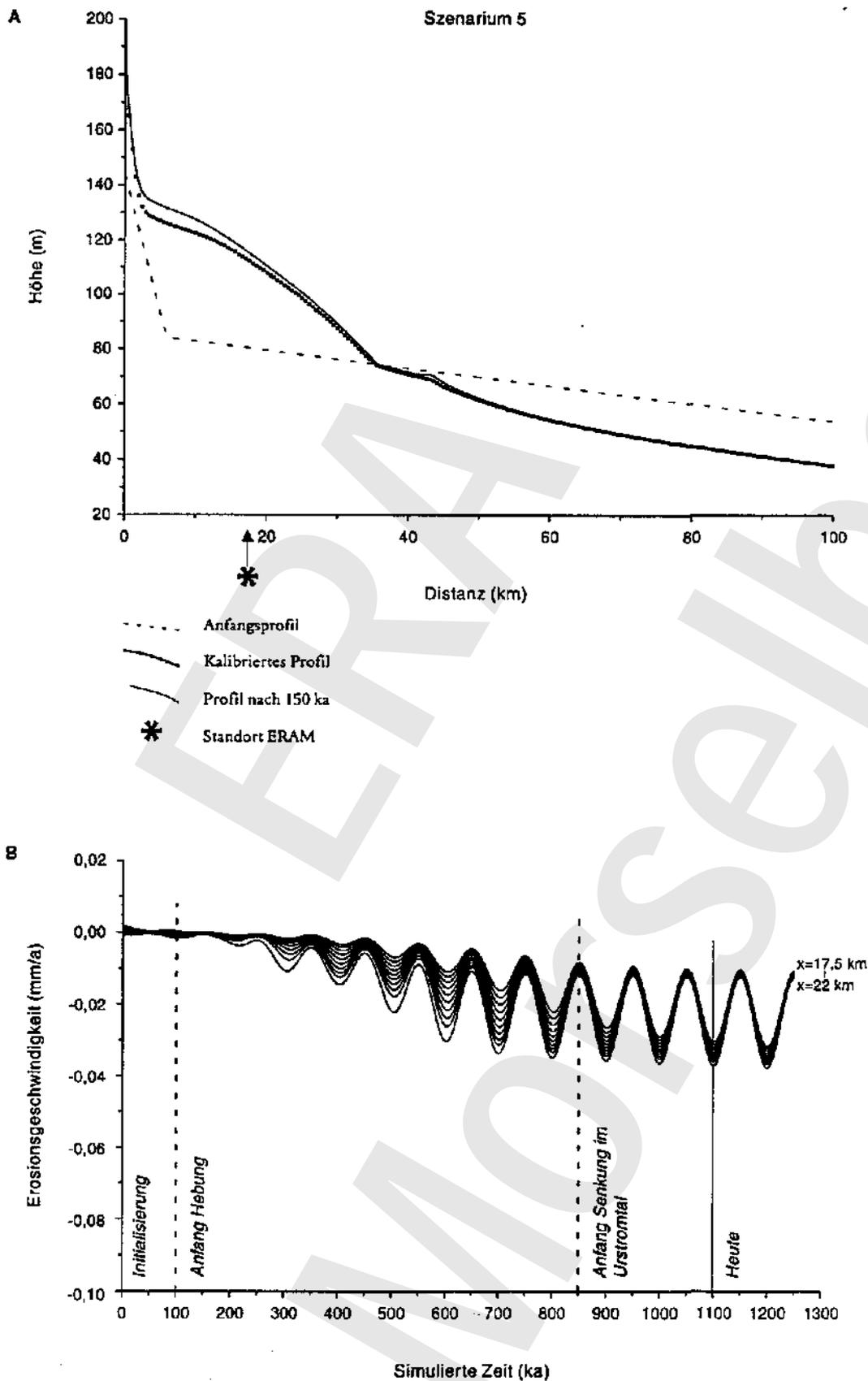


Abbildung 6.7 Ergebnisse der Simulation für Szenarium 5. (langsame Hebung, lateraler Sedimentzufuhr und Klimaveränderungen; A. Höhe des Anfangsprofils, kalibriertes Profil und Profil nach 150.000 Jahren; B. Veränderung der Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit an verschiedenen Stellen in der Nähe des Standortes).

Szenarium 5 (Abbildung 6.7)

Weil bei diesem Szenarium Klimaveränderungen vorausgesetzt werden, werden in der dynamischen Erosionsgeschwindigkeit, ebenso wie bei Szenarium 3, Wellenbewegungen beobachtet. Auffallend ist, daß ab $t = 800.000$ die Amplitude der Erosionsgeschwindigkeit nicht weiter zunimmt.

6.1.2 **Modellierung mit einer detaillierten Annahme für Klimaveränderungen**

In der zweiten Serie der regionalen Erosionsrechnungen ist eine repräsentativere Zeitserie des Niederschlags eingesetzt (Abbildung 6.8). Die Kurve besteht aus den folgenden Teilen:

- Für die Periode bis 150.000 Jahre vor heute ist eine synthetische Klimakurve benutzt.
- Danach wird bei einer Zeit von 150.000 Jahren vor heute die SPECMAP-Kurve benutzt (siehe Abbildung 8.1 in Kapitel 8).
- Die Kurve für die nächsten 150.000 Jahre ist von der Klimaprognose in Kapitel 8 abgeleitet (Abbildung 8.1).

Sowohl die SPECMAP-Kurve als auch die synthetische Klimakurve werden durch Miiankovitch-Frequenzen bestimmt. Diese Klimakurve verläuft jedoch regelmäßiger, wobei die Gewichte der unterschiedlichen Frequenzen gleichmäßiger verteilt sind als in der SPECMAP-Kurve. Für die Modellrechnungen hat dies keine signifikante Konsequenz, weil das Modell in erster Linie auf die Frequenzen empfindlich reagiert.

Herangehensweise

Mit Hilfe der oben genannten Klimadaten werden 2 der insgesamt 5 tektonischen Szenarien erneut durchgerechnet. Es handelt sich hierbei um die Szenarien 2 und 5, die durch eine relativ schnelle, bzw. relativ langsame Hebung gekennzeichnet sind.

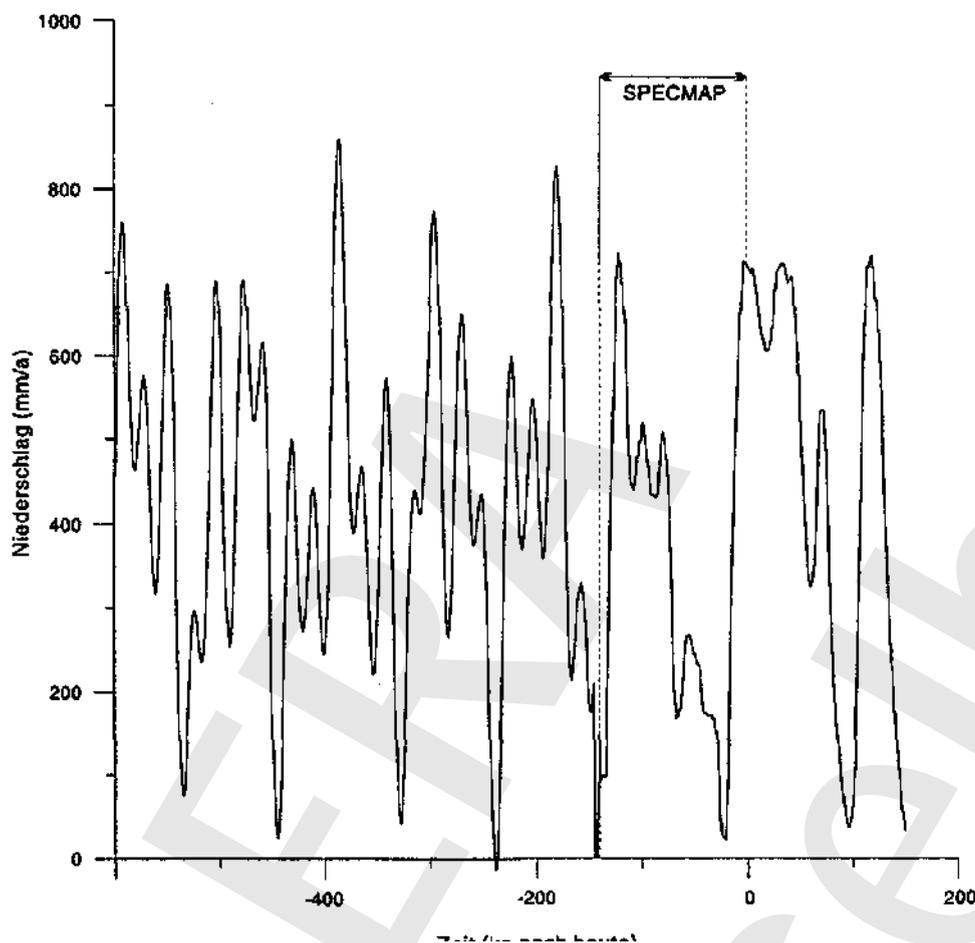


Abbildung 6.8 Angenommene zeitliche Änderungen des Niederschlages in den zusätzlichen Modellrechnungen zur *juvialen Erosion*. (Niederschlagswerte für die vergangenen 150 ka und Zukunft von SPECMAP-Kurve; für Zeitintervall vor 150 ka vor heute Niederschlag von Milankovitch-Kurve abgeleitet).

Die Simulationen werden folgendermaßen ausgeführt:

- Zuerst werden 100.000 Jahre simuliert um Relikte des initialen Profils zu eliminieren.
- Daraufhin werden 350.000 Jahre simuliert bis zur heutigen Situation, auf die kalibriert wird.
- Anschließend wurde die Simulation für 150.000 Jahre nach heute fortgesetzt.

Da von einer anderen, repräsentativeren Zeiterie für das Klima ausgegangen worden ist, ergeben sich hieraus auch andere Zeitmuster für den Niederschlag und den Sedimentfluß. Der Niederschlag variiert mit Milankovitch-Frequenzen entsprechend der hierfür spezifizierten Kümakurve. Im Gegensatz zu der mit einfachen

Mitteln hergestellten Klimakurve in Abschnitt 6.1.1, sind die Phasen mit minimalem Niederschlag von 100 mm/Jahr von sehr kurzer Dauer.

Dies ist hauptsächlich der Fall in dem Zeitintervall, das von der SPECMAP-Kurve repräsentiert wird. In dieser Kurve ist nur der letzte Abschnitt einer Kaltzeit extrem trocken. Dies führt dazu, daß das Klima für die Erosionsberechnungen in diesem Bericht feuchter als in Abschnitt 6.1.1 angenommen wird. Darum wird erwartet, daß die Aller auch während einer Kaltzeit erosiv ist.

Da das modellierte fluviatile System der Aller bezüglich der eingesetzten Klimadaten weiter angepaßt wurde, mußten einige Modellparameter, die Hebungsgeschwindigkeit und der Parameter k (Erodierbarkeit), erneut auf das heutige Relief, besonders auf die heutige Gefällelinie der Aller kalibriert werden. Die allgemeine Strategie, die hierbei verfolgt wurde, ist, daß einmal eingestellte Werte so wenig wie möglich verändert werden. In der Praxis der Kalibrierung zeigt sich, daß nur bestimmte Bandbreiten von Parameterwerten und Kombinationen davon zu realistischen Resultaten führen. Die Kalibrierung wurde hauptsächlich anhand der typischen Form der Gefällelinie der Aller durchgeführt.

Eingabedaten und freie Parameter

Der Bereich der hier benutzten Niederschlagswerte unterscheidet sich fast nicht von denen in Abschnitt 6.1.1. Darin wurde ein Bereich zwischen 100 und 700 mm/Jahr vorausgesetzt. Die Rekonstruktion, auf der dieser Bericht beruht, geht von einem Bereich zwischen 100 und 800 mm/Jahr aus.

Stromabwärts der Störung 3 wurde ein lateraler Sedimentfluß eingesetzt, der umgekehrt proportional zum Klima variiert und der den gleichen Wertebereich wie in der ersten Serie von regionalen Modellrechnungen einnimmt. Die tektonischen und anderen Randbedingungen stimmen nahezu vollständig mit den Bedingungen, die für die Simulationen in den vorgehenden regionalen Erosionsrechnungen eingesetzt wurden, überein. Die festgesetzten Parameter für die entsprechenden Szenarien sind in Tabelle 6.3 aufgelistet.

Tabelle 6.3 Übersicht der festgesetzten Eingabedaten, Annahmen und freien Parameter für die Szenarien 3b und 5b.

	Szenarium 3b	Szenarium 5b
Position der Störungen relativ zur Wasserscheide (km)		
- Störung 1	21	21
- Störung 2	34	34
- Störung 3	43	43
Bewegungsgeschwindigkeit (mm/a)		
- Block 1	4- 0,07	+ 0,03
- Block 2	+ 0,06 ^m	+ 0,02
- Block 3	-0,06	-0,06
- Block 4	-0,05	-0,05
Klima		
- Minimum Niederschlag (mm/a)	100	100
- Maximum Niederschlag (mm/a)	800	800
- Dynamische Klimaparameter	anwesend	anwesend
Lateraler Sedimentfluß		
- Mittelwert (mm/a)	0,05	0,03
- Amplitude (mm/a)	0,01	0,01
Freier Parameter bei der Kalibrierung ^{1a}		
- Absolute tektonische Bewegung von Block 2	0,06	(aus Szenarium 5)
- Parameter k	0,0002 (war 0,0018)	0,0001 (aus Szenarium 5)

Simulierte Erosionseffekte

Um die Dynamik der Erosion in der Zeit gut wiedergeben zu können, wurden Diagramme der Erosionsgeschwindigkeit für verschiedenen Positionen entlang des Längsprofils der Aller in der Nähe von ERAM zusammengestellt (Abbildungen 6.9 und 6.11). Die Nettoeffekte der geänderten Erosionsgeschwindigkeiten nach 10, 50 und 150 ka in der Zukunft werden als kumulative Erosionstiefe in den Abbildungen 6.10 und 6.12 wiedergegeben.

Szenarium 3b

Weil durchschnittlich mehr Wasser zur Verfügung steht, nimmt die Erosionsfähigkeit der Aller zu. Wegen der Frequenz der Klimaänderungen ändert sich der Einfluß des daran gekoppelten Sedimentflusses entsprechend. Zur Kompensierung wurde die Hebungsgeschwindigkeit von Block 2 von 0,04 mm/Jahr auf 0,06 mm/Jahr erhöht. Folglich wurde auch die Erodierbarkeit von 0,00018 in Szenarium 3 auf 0,0002 in diesem Szenarium leicht erhöht.

Die simulierte Aller erodiert in Szenarium 3b schneller als in Szenarium 3. Die Folge hiervon ist, daß dieses Szenarium keine an das Klima gebundene Perioden ohne oder mit verminderter Erosion zeigt. Dieser schwankende Klimaeffekt war allerdings in Szenarium 3 zu beobachten.

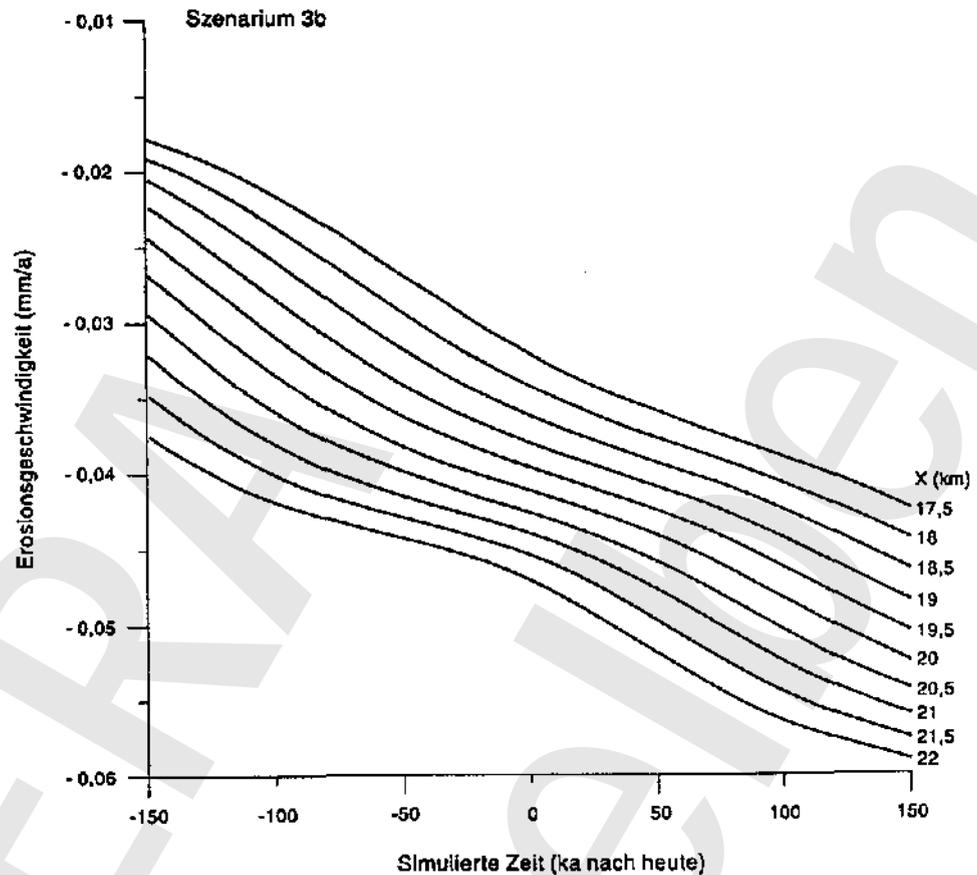


Abbildung 6.9 Simulierte Erosionsgeschwindigkeiten im Szenarium 3b. (Längsprofil zwischen 17,5 und 22 km ab Wasserscheide während der vergangenen 200 ka und der nächsten 150 ka; Mittelwert Hebungsgeschwindigkeit 0,06 mm/a).

Für Szenarium 3b mit einer relativ schnellen Hebung von 0,06 mm/Jahr ist in Abbildung 6.9 die Netto-Erosionsgeschwindigkeit mit der Zeit dargestellt. Diese nimmt mit der Zeit zu, zyklische Klimaeffekte sind kaum zu beobachten. Die kumulative Erosion entlang des Teils des Längsprofils in der Nähe des Standortes ERAM beträgt nach einem Zeitraum von 10.000 Jahren weniger als 1 m (Abbildung 6.10). Nach 50.000 Jahren hat sie auf 2 m zugenommen und nach 150.000 Jahren variiert die Erosionstiefe zwischen 7 und 9,5 m entlang des wiedergegebenen Teils des Längsprofils. Um den Standort ERAM herum beträgt die erwartete Erosionstiefe etwa 8 m.

Szenarium 5b

In Szenarium 5b mit einer relativ langsamen Hebung von 0,02 mm/Jahr wurden der Parameter k und die Hebungsgeschwindigkeiten gegenüber Szenarium 5 in nicht verändert. Auch für dieses Szenarium gut, daß die Aller mehr Wasser trans-

portiert und weniger laterales Sediment empfängt. Dadurch kann der Fluß die Hebung einfacher durch Erosion kompensieren.

In Abbildung 6.11 sind die Netto-Erosionsgeschwindigkeit gegen die Zeit dargestellt. Die Erosionsgeschwindigkeit nimmt genauso wie in Szenarium 3b mit der Zeit zu. Ein Klimateffekt kann nicht beobachtet werden. Die Erosionstiefe für die kommenden 50.000 Jahre beträgt in diesem Szenarium weniger als ein Meter (Abbildung 6.12). Nach 150.000 Jahren variiert die Erosionstiefe zwischen 3 und 4 m entlang des dargestellten Teils des Längsprofils. In der Nähe des Standortes ERAM beträgt die nach dieser Zeit zu erwartende Erosionstiefe etwas mehr als 3 m.

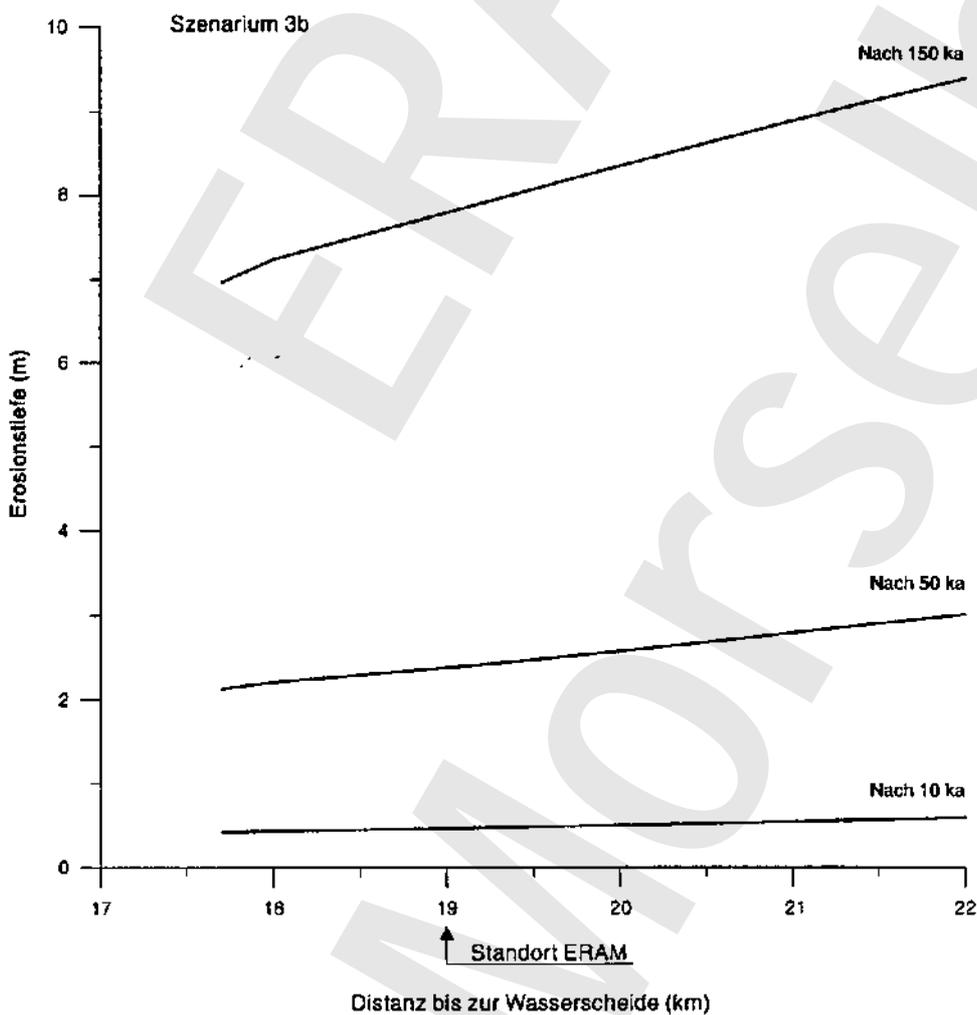


Abbildung 6.10 Kumulative Erosionstiefen im Szenarium 3b. (nach 10, 50 und 150 ka ab heute entlang Längsprofil zwischen 17,5 und 22 km ab Wasserscheide).

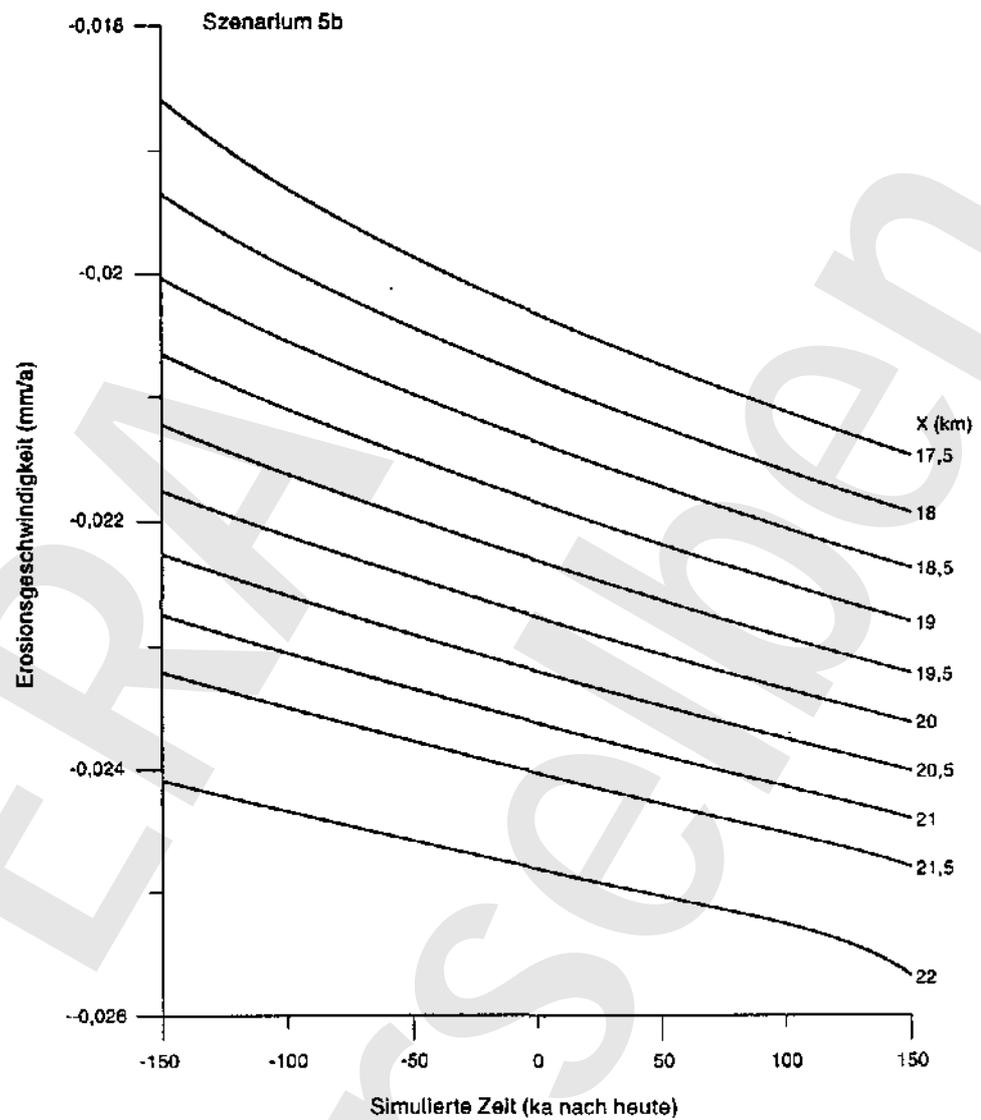


Abbildung 6.11 Simulierte Erosionsgeschwindigkeiten im Szenarium 5b (Längsprofil zwischen 17,5 und 22 km ab Wasserscheide während der vergangenen 200 ka und der nächsten 150 ka; Mittelwert der Hebungsgeschwindigkeit 0,02 mm/a).

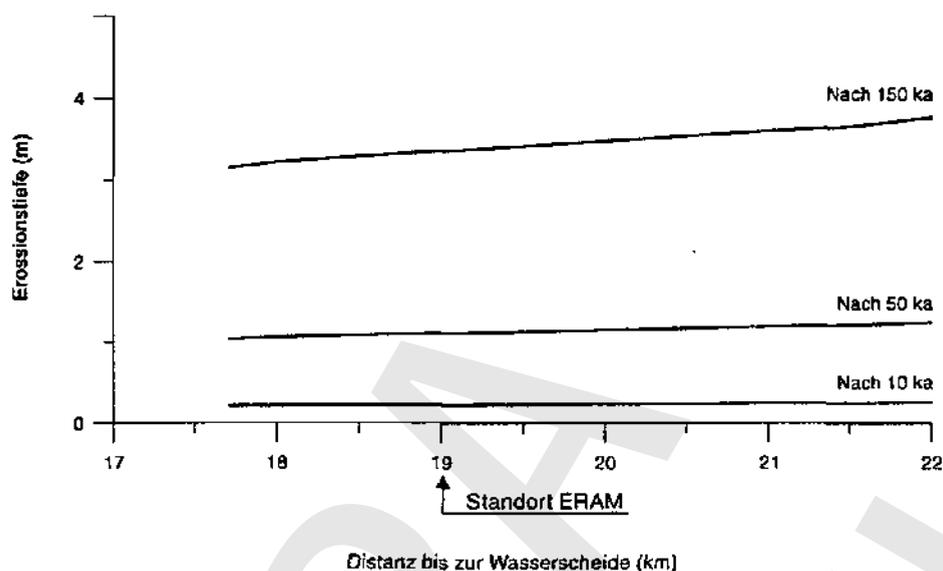


Abbildung 6.12 Kumulative Erosionstiefen im Szenarium 5b. (nach 10, 50 und 150 ka ab heute entlang Längsprofil zwischen 17,5 und 22 km ab Wasserscheide).

6.2 Semi-3D-Modellierung

Mit dem 20-Modell (siehe Abschnitt 6.1) wurde das Alier-System unter Einfluß von Tektonik und Klima veranschaulicht. Um eine bessere räumliche Vorstellung von der Dynamik der Erosion der Aller in der Nähe des Standortes Morsleben zu bekommen, wurde ein semi-3D-Modell aus FLUVER2 eingesetzt.

Das semi-3D-Modell aus FLUVER2 hat eine relativ grobe Auflösung (Gitterzellengröße von $100 * 50 * 1\text{m}^3$ und Zeitschritte von 1.000 Jahren). Das Modell simuliert Veränderungen im Relief in Schritten von 1 m, wodurch Talhänge als eine Anzahl von aufeinanderfolgenden Treppen simuliert werden. Das Modell simuliert nicht die Effekte von Talhangprozessen und seitlichen Zuflüssen und wird schon deshalb nicht ganz mit der Wirklichkeit übereinstimmen. Im Modell wird die Variation im Aufbau des Untergrundes nicht mit berücksichtigt.

Die Auflösung für tektonische Bewegungen ist bei der Diskretisierung in ganzen Metern beschränkt. Das bedeutet, daß nur das Szenarium mit relativ schneller Hebung (Szenarium 3 aus den 2D-Simulationen) einigermaßen realistisch mit der 3D-Simulation nachgebildet werden kann.

6.2.1 Herangehensweise

Das semi-3D-Modell wurde in 3 Schritten, bzw. Szenarien, an die Bedingungen im Standortbereich angepaßt:

1. In Schritt 1 wurden die Eingabedaten für Klima und Tektonik benutzt, wie sie auch schon für Szenarium 3b in der 2D-Modellierung verwendet worden sind. Die Anfangsbedingungen sind in Tabelle 6.4 wiedergegeben.
2. Anschließend wurden in Schritt 2 die berechnete Gefällelinie und die Menge des erodierten Materials aus dem 2D-Modell übernommen.
3. In Schritt 3 wurde eine räumlich variable Hebung als zusätzliche Eingabe dem Modell hinzugefügt (Abbildung 6.13).

Die Rechnungen im semi-3 D-Modell beginnen bei 600 ka vor heute und enden bei 150 ka nach heute. Die Initialmorphologie des Gelände ist eben. Das Allertal wird mit einer Rinnentiefe von 10 m und einer Breite von 1 km angesetzt.

6.2.2 Eingabedaten

Die folgenden Eingabedaten werden im Modell berücksichtigt:

- Dynamik des Klimas, insbesondere des Niederschlags
- Veränderungen im Sedimentfluß
- Dynamik der Gefällelinie
- tektonische Bewegungen

Das semi-3D-Modell umfaßt ein Gebiet von 5 * 10 km mit dem Standort ERA Morsleben im Zentrum und einer Orientierung des Gebietes, die dem Verlauf der Talachse folgt (siehe Abbildungen 4.17 und 4.18). Um das Modell kalibrieren zu können, sind morphologische Daten nötig. Dazu wurde eine morphologische Analyse des Reliefs durchgeführt (siehe Abschnitt 4.4).

Tabelle 6.4 Übersicht der Eingabedaten für Schritt 1 in der semi-3 D-Modellierung (Szenarium 3c. 1).

	Szenarium 3c
Position der Störung relativ zur Wasserscheide (km)	
- Störung 1	21
Bewegungsgeschwindigkeit (mm/a)	
- Block 1	+ 0,07
- Block 2	+ 0,06
Klima	
- minimaler Niederschlag (mm/a)	100
- maximaler Niederschlag (mm/a)	800
- Dynamische Klimaparameter	anwesend

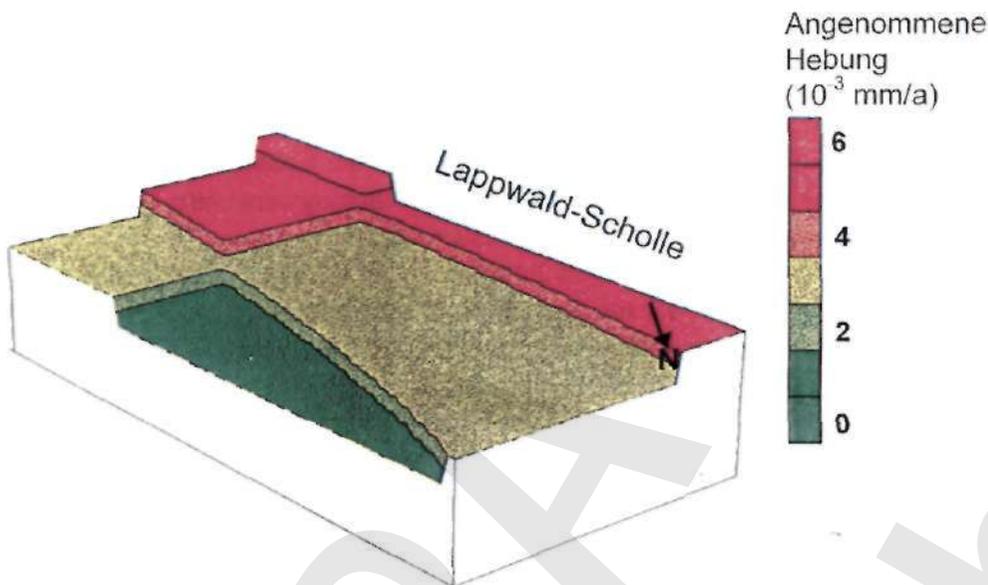


Abbildung 6.13 Muster der räumlich spezifischen Bodenbewegungen in der semi-3D-Modellierung (Szenarium 3c.3).
(abgebildete Hebungsgeschwindigkeiten addiert zur regionalen Hebungsgeschwindigkeit).

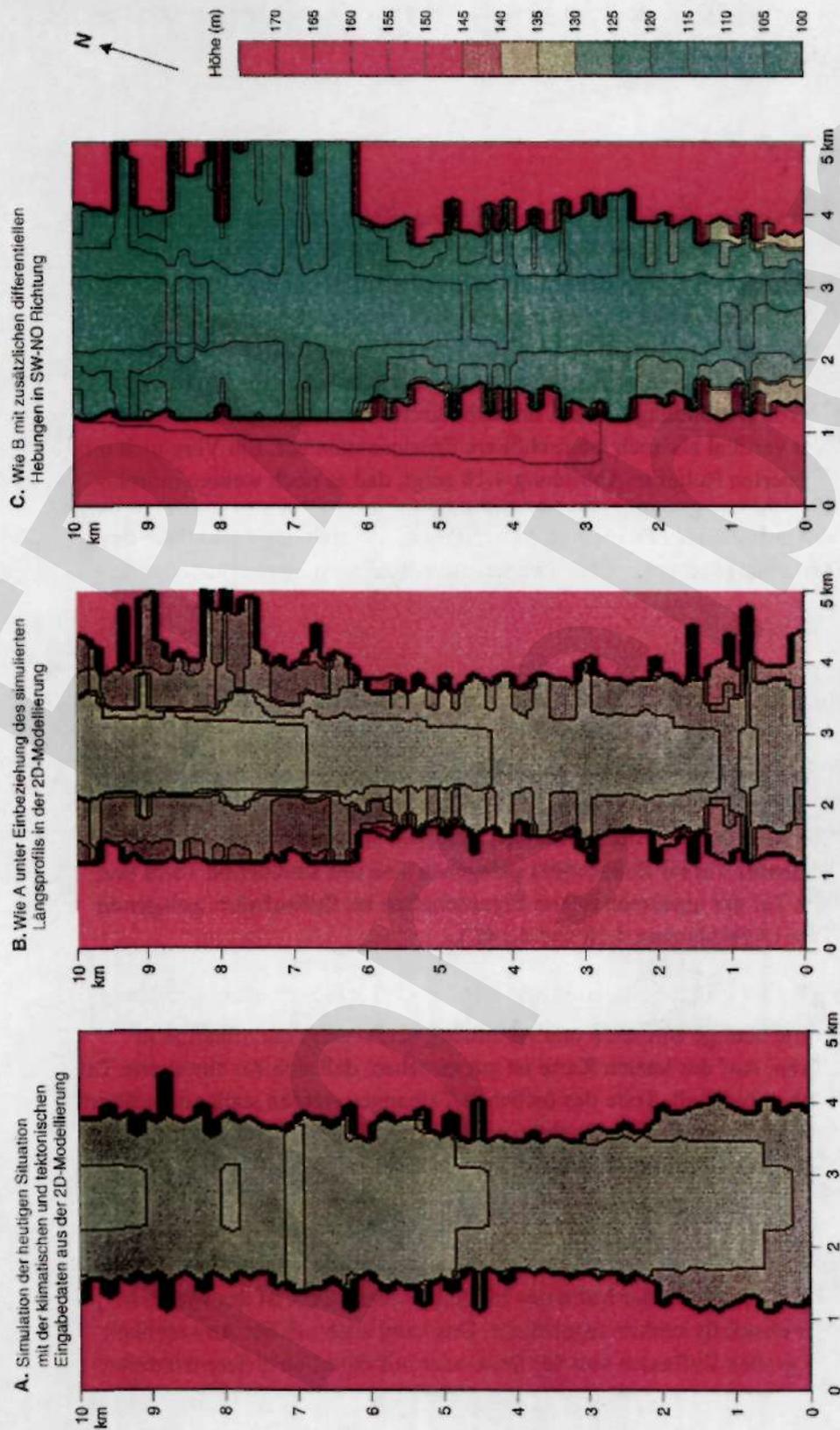
In Abbildung 6.13 ist das Muster der differentiellen Hebung, das in der semi-3D-Modellierung angewendet wurde, in Form eines Blockdiagramms wiedergegeben. Die Größe dieser Hebung (10^{-3} mm/a) ist um eine Größenordnung kleiner als die schon früher angenommene Hebung in der 2D-Modellierung. In der semi-3D-Modellierung (Szenarium 3c.3) werden beide Hebungsbeiträge addiert und in das Modell eingegeben.

6.2.3 Simulierte Erosionseffekte

Szenarium 3c. I

Die Klimaveränderungen, die als Eingabedaten für die 2D-Modellierung gelten, werden auch im semi-3D-Modell angewendet. Als tektonische Eingabe wird die konstante, aber jeweils unterschiedliche Hebung der beiden Blöcke aus der 2D-Modellierung benutzt (Tabelle 6.4). Anschließend wird die Erosion und Sedimentation im 3D-Modell selbst berechnet. Diese Werte wurden auf das gesamte Netvolumen des heutigen ausgeräumten Tales kalibriert (Abbildung 4.18).

Abbildung 6.14 Bilder der simulierten Talentwicklung für die heutige Situation in den Szenarien 3c.1 (A), 3c.2 (B) und 3c.3 (C).



Diese Simulation führt zu einem U-förmigen Tal (Abbildung 6.14A). Dieses Ergebnis, das ausschließlich auf den Daten der klimatischen und tektonischen Bedingungen aus der 2D-Modellierung beruht, zeigt ein räumlich nur wenig differenziertes Bild.

Szenarium 3c.2

Anschließend werden die in der 2D-Modellierung (Szenarium 3b) berechneten Gefällelinien und Erosionsmengen auf das 3D-Modell übertragen. Ansonsten sind alle Daten die gleichen wie in Szenarium 3c. 1. Alle Informationen und Daten aus der 2D-Modellierung werden zur semi-3D-Modellierung herangezogen.

Die Ergebnisse zeigen ein realistischeres Bild, als das, welches für Szenarium 3c. 1 berechnet wurde (Abbildung 6.14B). Im mehr stromabwärts gelegenen Bereich treten sowohl vertikal als auch lateral höhere Erosionsraten auf. Ein Vergleich mit dem generalisierten Relief in Abbildung 4.18 zeigt, daß es noch weitere morphologische Phänomene gibt, die jedoch nicht in der semi-3D-Simulation modelliert werden. Ein auffallendes Phänomen ist der Trend, daß sich das Tal entlang des rechten (östlichen) Hanges weitet. In Szenarium 3c.3 wird hierauf näher eingegangen.

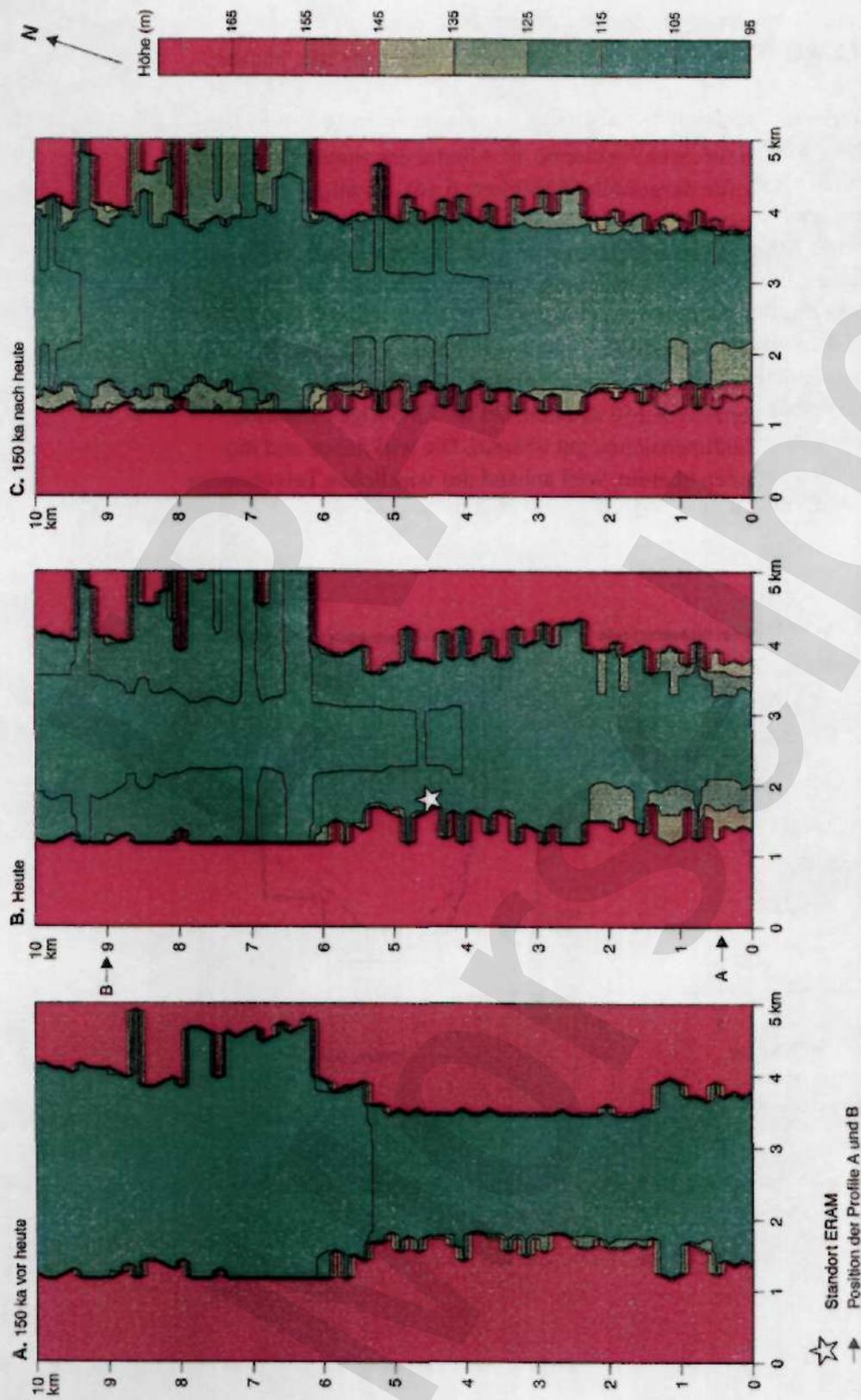
Szenarium 3c.3

Im dritten Schritt werden auch die räumlich differentialen Bewegungen in das Modell eingeführt (Abbildung 6.13). In der Simulation entsteht daraus eine Talmorphologie, die qualitativ der wirklichen Situation entspricht: Ein asymmetrisch breit ausgeräumtes Tal im flußabwärts gelegenen Teil des simulierten Tales und ein verengtes Tal mit asymmetrischen Eigenschaften im flußaufwärts gelegenen Teil des Tales (Abbildungen 4.18 und 6.14C).

Abbildung 6.15 A gibt die Situation von vor 150.000 Jahren wieder. Abbildung 6.15B zeigt die heutige Situation und Abbildung 6.15C zeigt die Situation in 150.000 Jahren. Auf der letzten Karte ist gut zu sehen, daß sich das simulierte Tal asymmetrisch entwickelt. Teile des östlichen Talhanges werden stark ausgeräumt. Die auf diese Weise gebildeten Buchten sind keine Seitentäler. Sie sind eine Indikation der lateralen Dynamik in der Talauflage, wie diese im semi-3D-Modell simuliert wurden. Diese Simulation stimmt recht gut mit der wirklichen Talform überein.

Es werden auch Unterschiede zwischen der simulierten und wirklichen Talmorphologie sichtbar, etwa in der Mitte des Modellgebietes. Dort ist das wirkliche östliche Ufer ebenfalls stärker ausgeräumt. Das kann auch mit der Anwesenheit eines relativ großen Zuflusses von der Seite oder mit räumlich differenzierteren tektonischen Bewegungen im betreffenden Gebiet zusammenhängen.

Abbildung 6.15 Bilder der simulierten Talentwicklung zu drei verschiedenen Zeitpunkten in Szenarium 3c.3.



Während der Simulationen entstehen viele Terrassenformen, die meist wieder verschwinden. Dies zeigt, daß die rekonstruierten Terrassenniveaus im Allertal (KUGLER & VILLWOCK, 1995) tatsächlich fluviatilen Ursprungs sein können.

Um einen detaillierteren Vergleich zwischen den Simulationen und der Wirklichkeit zu ermöglichen, werden für zwei Positionen im Allertal das simulierte und das tatsächliche Talprofil als Profile dargestellt (Abbildung 6.16). Es zeigt sich, daß die Breite der heutigen Talaue in Wirklichkeit kleiner ist als die, die im Modell simuliert wurde. Dies hängt wahrscheinlich mit der spezifischen Dynamik der Stromlinie zusammen, die im Modell nicht simuliert wird und damit die Aussagekraft des Modells geringfügig einschränkt. Weiterhin fällt auf, daß die simulierten Talprofile an der Oberseite flach sind. Dieser Unterschied zur wirklichen Situation kommt vor allem dadurch, daß die Simulation mit einer Fläche beginnt und nur eine relativ kurze Periode der letzten 150 ka simuliert ist. Im übrigen stimmen wirkliche und modellierte Taldimensionen gut überein. Die wirklichen und modellierten Talvolumina stimmen überein, weil anhand des wirklichen Talvolumens kalibriert wurde. Auf Talform und Asymmetrie wurde nicht kalibriert.

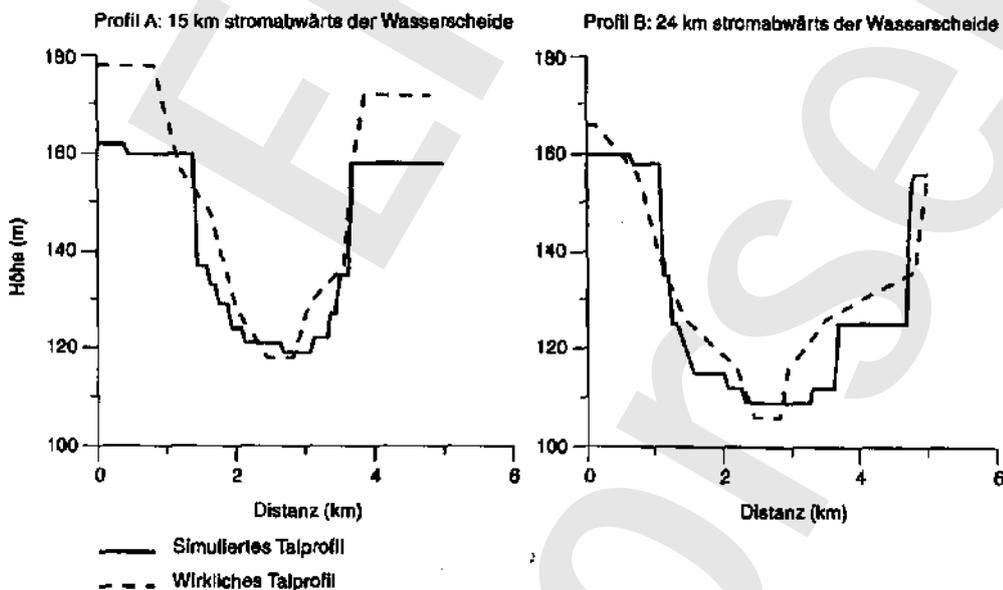


Abbildung 6.16 Vergleich zwischen je einem vereinfachten wirklichen und simulierten Talprofil. (Lage der Profile in Abbildung 6.15).

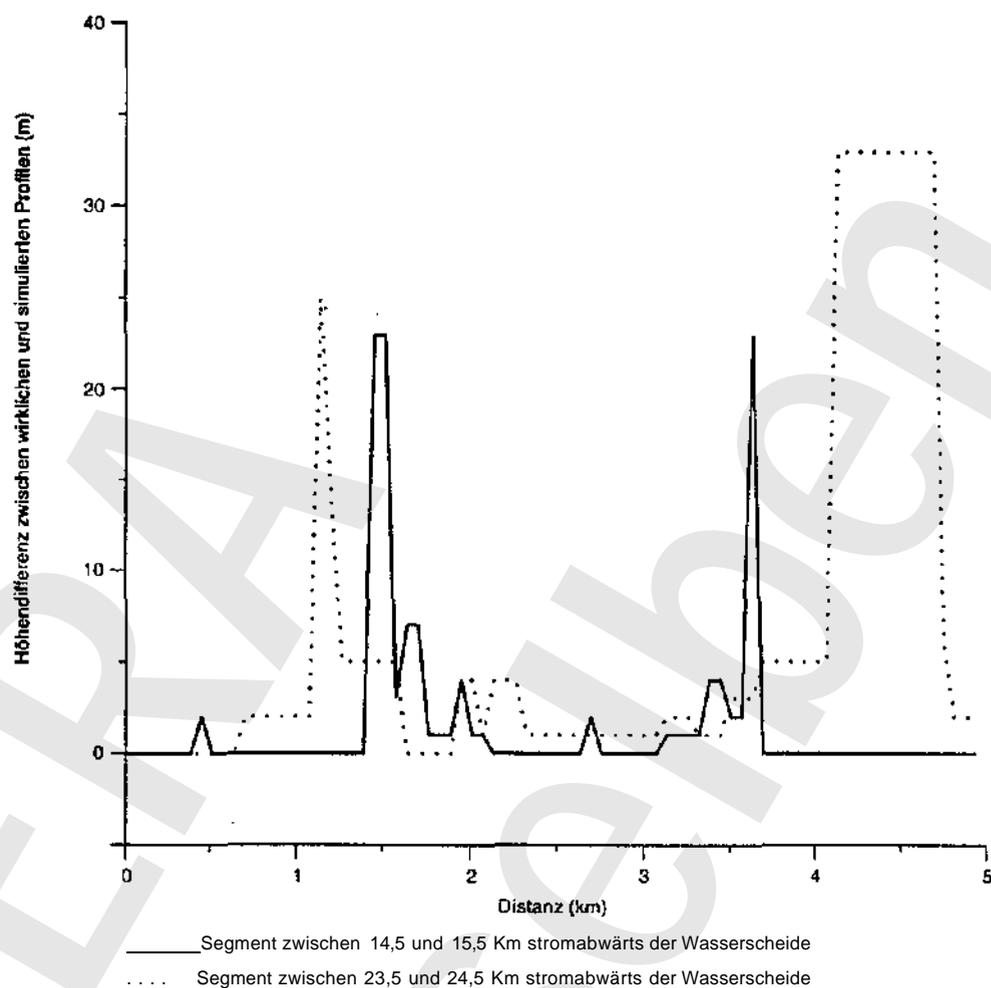


Abbildung 6.17 Höhendifferenz zwischen aktuellen und simulierten Profilen.
 (zwei Talsegmente bei 15 und 24 km stromabwärts der Wasserscheide).

Im flussabwärts gelegenen Teil des Tales tritt eine große Variation in der simulierten Talbreite auf. Um diese Variationen quantifizieren zu können, wurde der Unterschied zwischen dem wirklichen vereinfachten Talprofil und dem simulierten Talprofil bestimmt (Abbildung 6.17). Dazu wurden in zwei Talsegmenten je 10 aufeinanderfolgende wirkliche Profile mit den korrespondierenden simulierten Profilen verglichen. Die Höhendifferenzen innerhalb eines Talsegments wurden gemittelt (Abbildung 6.17).

Der Unterschied in der Tiefe ist ein guter Indikator für die Unsicherheit der semi-3D-Simulation. Die Talmitte wurde auf die Ergebnisse der 2D-Simulation abgestimmt. Im südlichen Talsegment (zwischen 14,5 und 15,5 km stromabwärts der Wasserscheide) tritt die größte Ungenauigkeit im Talprofil zwischen 1,5 und 3,5 km auf. Dabei handelt es sich um Teile des Talprofils, die das stärkste Relief zei-

gen. Eine kleine Verschiebung der vorhergesagten Lage des steilen Talhanges hat eine große Unsicherheit in der Tiefe zur Folge. Im nördlichen Talsegment (zwischen 23,5 und 24,5 km) kann man denselben Effekt wahrnehmen, mit dem Unterschied, daß die Unsicherheiten hier größer sind. Die größte Höhendifferenz im Talprofil tritt zwischen 1,2 und 1,5 km und zwischen 3,5 und 5 km auf. Insbesondere weist der Abschnitt zwischen 3,5 und 5 km eine große Höhendifferenz auf, weil hier die Lage des Talhanges stark variiert (Abbildung 6.15). Deshalb ist die Lage des Talhanges an dieser Stelle nicht mit hoher Genauigkeit zu simulieren.

In Abbildung 6.18 ist der erwartete Effekt der Erosion für die künftigen 150 ka dargestellt. Die hohen Werte von mehr als 10 m entstehen durch die Unterschneidung der Talhänge, ein Effekt, der auch in Abbildung 6.17 illustriert wird. In der Talmitte betragen die Erosionsraten circa 8 m. Es ist ebenfalls zu beobachten, daß die Talbodenerosion stromabwärts zunimmt.

Im Standortbereich wird in der Zukunft wahrscheinlich Erosion stattfinden. Diese wird am westlichen Ufer wahrscheinlich geringer sein, als die für die Talachse berechneten 8 m in den kommenden 150 ka. Allerdings liegt der Standort in der Zone, in der große Unsicherheiten im semi-3D-Modell (± 10 m) vorkommen (siehe auch Abbildungen 6.15 bis 6.17).

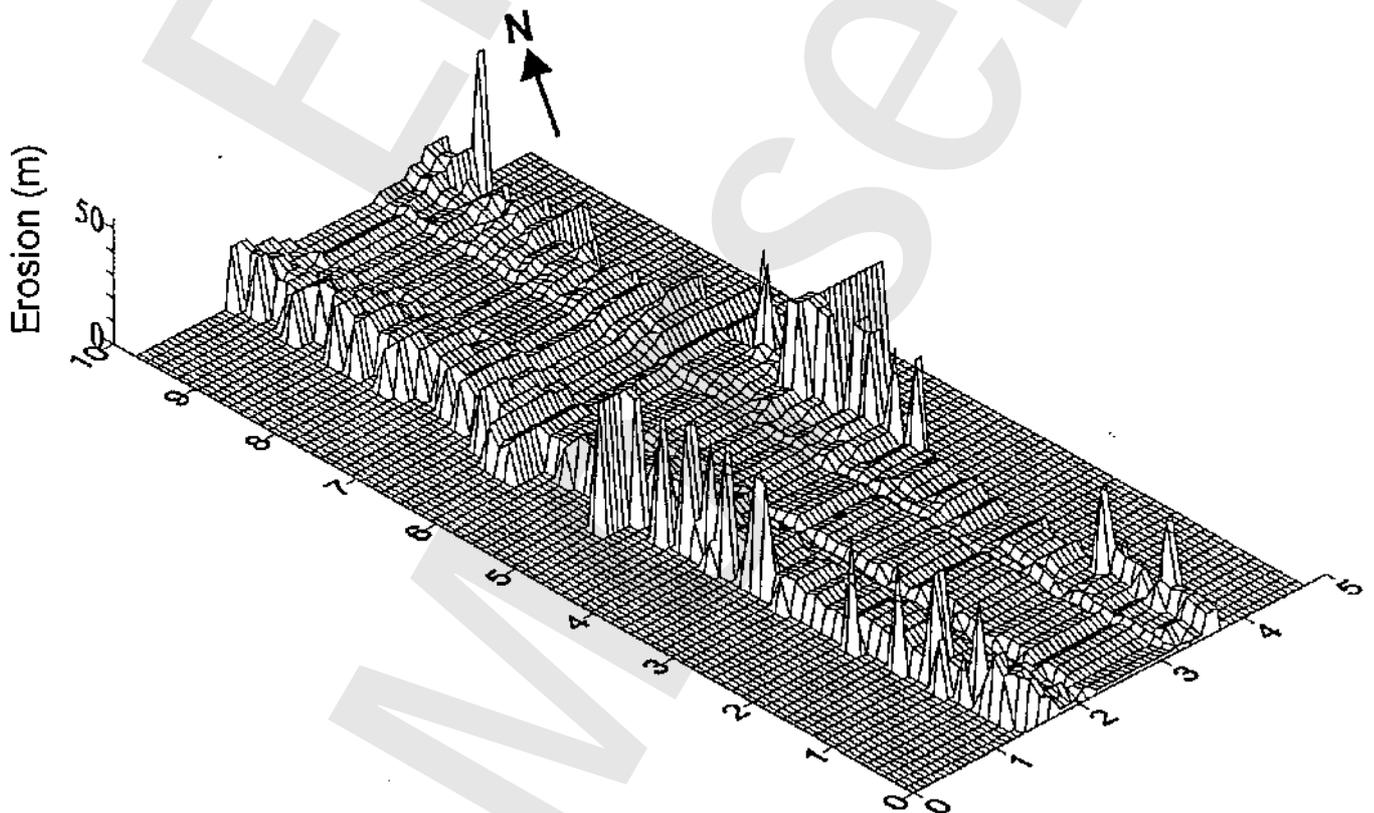


Abbildung 6.18 Simulierte Erosionseffekte nach 150 ka im semi-3D-Modell.
(Horizontaler Maßstab in km).

6.3 Zusammenfassende Bewertung

Es wird in den kommenden 150.000 Jahren in der Nähe des Standortes ERAM wahrscheinlich Nettoerosion auftreten. Dieser Effekt wird vor allem tektonisch bestimmt. Die am Ort herrschende Hebungsgeschwindigkeit und das regionale räumliche tektonische Bild werden die letztendlich zu erreichende Erosionstiefe in der Nähe des Standortes ERAM bestimmen. Das Klima ist, was Erosionstiefe und -muster betrifft, ein untergeordneter Faktor gegenüber der Tektonik.

Die berechneten Erosionstiefen für die unterschiedlichen Klimadatensätze liegen in der selben Größenordnung (Tabelle 6.5). Die berechnete minimale Erosionstiefe beträgt etwa 3 m und der berechnete maximale Wert beträgt 11 m. Die Prognose für zukünftige Erosionstiefen in der Nähe des Standortes variiert zwischen 3 m in einem Szenarium mit langsamer Hebung und 9 m in einem Szenarium mit schneller Hebung. Die an Klima und Untergrund gebundenen Faktoren verursachen hierbei eine Schwankungsbreite von wenigen Metern.

Die Bandbreite der Schätzung der totalen Erosion als Folge der Unsicherheit beträgt ungefähr 5 m. Die Berechnung wurde folgendermaßen durchgeführt: Vom Durchschnittswert der ersten 3 Szenarien aus Tabelle 6.5 wurden der Durchschnittswert der Szenarien 4 und 5 subtrahiert. Die Bandbreite der Schätzung der totalen Erosion als Folge der Unsicherheit im Klimaverlauf beträgt 0,2 m bei einer schnellen Hebung. Die Berechnung wurde folgendermaßen durchgeführt: Vom Durchschnittswert der Szenarien 1 und 2 wurde der Durchschnittswert aus Szenarium 3 subtrahiert. Für eine langsame Hebung ist die Bandbreite zu vernachlässigen, weil der Unterschied zwischen den Szenarien mit Klimaeinfluß und ohne Einfluß des Klimas sehr klein ist.

Es besteht ein wichtiger Unterschied zwischen den langfristigen durchschnittlichen Erosionsgeschwindigkeiten in den Szenarien, in denen eine relativ schnelle Hebung vorausgesetzt wird (Szenarien 1, 2, 3 und 3b) und den Szenarien, die von einer langsamer verlaufenden Hebung ausgehen (Szenarien 4, 5 und 5b; siehe auch Abbildung 6.19).

Die vorausgesetzten Klimaveränderungen haben beinahe keinen Einfluß auf den langfristigen Trend der totalen Erosion bei einem vorab gewählten tektonischen Szenarium (schnell oder langsam). Dies wird durch einen Vergleich der Prognosen der Szenarien 1 bis 3 mit der Vorhersage für die Szenarien 4 und 5 deutlich. Mit den realistischeren Klimadaten für die Szenarien 3b und 5b, zeigt sich, daß sich die Erosionsgeschwindigkeit mit dem Klima auch kurzfristig nicht oder nur sehr wenig verändert. Die Erosion durch die Aller kann gut mit der Hebungsgeschwindigkeit mithalten, ohne daß eine nennenswerte, durch das Klima gesteuerte, periodisch auftretende Abnahme der Erosion feststellbar wäre. Dies ist besonders die Folge des höheren Abflusses und des geringeren lateralen Sedimentflusses während glazialer Perioden. Die Übereinstimmung mit den Szenarien ohne Kli-

maeffekte (Szenarien 1, 2 und 4) bestätigt nochmals, daß die gesamte Erosionstiefe in der Nähe des Standortes ERAM hauptsächlich an tektonische Ereignisse gebunden ist.

Auch fällt auf, daß die Kurve für die Prognose in Szenarium 2 die höchsten Erosionswerte suggeriert. Dies ist eine Folge der Kalibrierung mit Hilfe der tektonischen Hebung, die für Block 3 relativ hoch ist. Diese hohen Werte für die Senkung im Urstromtal verursachen eine hohe erosive Reaktion des gehobenen Teiles des Längsprofils.

Tabelle 6.5 Erosionstiefen in Meter für die Periode zwischen heute and 150.000 (ab heute) für die Szenarien 1 bis 5, 3b und 5b.

Abstand zur Allerquelle (km)	Szenarium 1	Szenarium 2	Szenarium 3	Szenarium 3b	Szenarium 4	Szenarium 5	Szenarium 5b
17,5	7,0	7,5	7,5	-	3,1	3,1	-
18,0	7,3	7,8	7,8	7,2	3,2	3,2	3,2
18,5	7,6	8,2	8,1	7,5	3,3	3,3	3,3
19,0	7,9	8,5	8,3	7,8	3,4	3,3	3,4
19,5	8,2	8,9	8,6	8,1	3,4	3,4	3,4
20,0	8,5	9,3	8,8	8,4	3,5	3,5	3,5
20,5	8,8	9,7	9,0	8,7	3,5	3,5	3,6
21,0	9,1	10,0	9,1	8,9	3,6	3,6	3,7
21,5	9,4	10,4	9,2	9,2	3,7	3,6	3,7
22,0	9,9	11,0	9,4	9,5	3,8	3,8	3,8

Weil das Interesse hauptsächlich auf die maximale Erosion in der Nähe des Standortes ERAM gerichtet ist, sind die Eingabedaten so gewählt, daß sie eher zuviel als zuwenig Erosion verursachen.

Die Annahmen für den Parameter k variieren zwischen 0,0001 und 0,0002. Diese Erodierbarkeit kann als eine Bandbreite für die Eigenschaften des Untergrundes angesehen werden. Das rekonstruierte Klima ist eher zu feucht, als zu trocken, was eher zu einer Überschätzung als zu einer Unterschätzung der Erosionseffekte führt. Die Unsicherheit in bezug auf die Hebungsgeschwindigkeit ist am größten. Faktoren, die an das Klima und an den Aufbau des Untergrundes gebunden sind, verursachen hierbei nur eine Unsicherheit von einigen Metern.

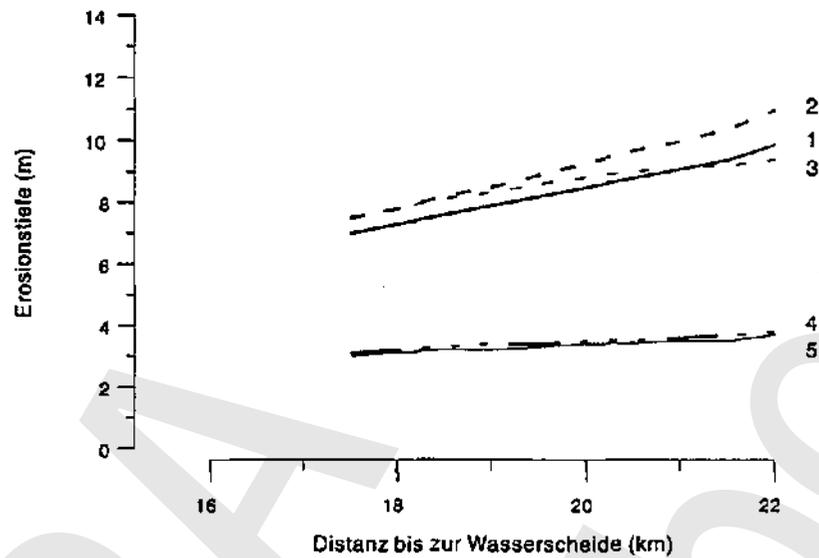


Abbildung 6.19 Kumulative fluviale Erosion für verschiedene Szenarien nach 150.000 Jahren in der Umgebung des Standortes.
(Die Nummern 1 bis 5 stimmen bzw. mit den Szenarien 1, 2, 3, 4 und 5 in Tabelle 6.5 überein.)

In groben Zügen kann die Talgenese durch die Simulation rekonstruiert werden. Durch viele Unsicherheiten und Annahmen hat die semi-3D-Modellierung vor allem einen qualitativen Wert, da sie nicht durch zuverlässige quantitative Aussagen untermauert werden kann. Dies ist nur durch die 2D-Modellierung möglich.

Die Resultate der semi-3D-Modellierung bestätigen, daß in der Zukunft Erosion im Standortbereich stattfinden wird. Dabei wird nicht nur die Erosionstiefe, sondern auch der laterale Einfluß der Aller durch Hebung gesteuert.

ERA
Morseleiben

7 Ausmaß der subglazialen Erosion

Die Untersuchung zur der subglazialen Erosion hat das Ziel, die Bandbreite der möglichen zukünftigen Auswirkungen von subglazialer Erosion festzustellen. Die Untersuchung basiert ausschließlich auf Informationen aus publizierten Quellen (siehe auch Kapitel 2).

Ein Gebiet, das zum erstem Mai von einer Inlandeiskappe bedeckt wird, wird einen Prozeß der Nivellierung durchlaufen. Die höheren Teile der Landschaft und die steileren Hänge werden abgeflacht, wobei das entstehende Material zu niedriger gelegenen Orten transportiert wird und diese auffüllt.

Im Gebiet, das vor der fortschreitenden Inlandeisfront liegt, ist der größte Teil des Untergrundes gefroren. Wenn der Boden einige Zeit von Inlandeis bedeckt ist, verschwindet der Frost aus dem Untergrund. Die Inlandeisdecke verändert sich von einem 'cold-based' in ein 'temperate-based' System. Schmelzwasser, das an der Unterseite der Inlandeiskappe entsteht, kann in permeable Schichten im Untergrund infiltrieren. Wenn soviel Schmelzwasser entsteht, daß der Aquifer den unterirdischen Abfluß nicht mehr völlig durchlassen kann, fließt das unter Druck stehende Wasser auf der Fläche zwischen Inlandeis und Untergrund ab. Wenn zudem noch Schmelzwasser von der Oberfläche der Inlandeisdecke dazukommt, kann dies eine starke Erosion verursachen. Dort wo das Inlandeis auf schlecht-durchlässigen Schichten von mehreren Zehnern Metern Mächtigkeit lagert, kann das unter hohem Druck stehende Wasser nicht frei wegfließen. An diesen Stellen können durch das Ausräumen dieser Schichten tiefe Becken entstehen. Die weggeschobenen Materialien werden als Stauchwälle vor dem Becken abgelagert.

Weil die oben genannten Prozesse an eine Bedeckung mit Inlandeis gekoppelt sind, die heute nicht mehr in dieser Form und in diesem Umfang angetroffen wird, ist die Untersuchung des aktuellen Prozeßverlauf unter diesen Umständen nicht mehr möglich. Untersuchungen der Prozesse, wie sie heute unter den polaren Inlandeiskappen stattfinden, sind für das vollständige Verständnis der damaligen Situation nicht ausreichend. Die Sedimentations- und Erosionsformen der vergangenen Eiszeiten sind nicht einfach zu deuten. Allerdings haben Untersuchungen der dynamischen Prozesse, wie sie heute unter den Inlandeismassiven stattfinden, in großem Maße zur Entwicklung der bestehenden Theorien beigetragen. Darüber hinaus werden immer häufiger Computersimulationen benutzt, wodurch die Möglichkeiten und Unmöglichkeiten verschiedener Annahmen getestet werden können.

7.1 Einfluß von Schmelzwasser

Schon vor einem Jahrhundert wurden von GOTTSCHKE (1897) die großen Mächtigkeiten der Quartärablagerungen beschrieben, die lokal in der Norddeutschen Tiefebene vorkommen. Dort wo USSING (1903) bestimmte Weichsel-Rinnen in Dänemark als Tunneltäler interpretierte, wurde von WOLFF (1907) angenommen, daß die älteren, tiefergelegenen Rinnen durch fluviatile Erosion entstanden seien. Obwohl die Genese der tiefen Rinnen noch immer nicht vollständig erklärt werden kann, ist es doch deutlich, daß glaziales Schmelzwasser einen wesentlichen Beitrag zu ihrer Entstehung geliefert hat. Die tiefsten Rinnen wurden während der Elstereiszeit gebildet (Abbildung 7.1). Das Vorhandensein warmzeitlicher Ablagerungen des Holsteins, die oben in den Depressionen vorkommen, bestätigen dieses Alter. Während der Saaleeiszeit wurden in der Norddeutschen Tiefebene nur wenige Rinnen gebildet und während der Weichseleiszeit wurden die Dimensionen der Rinnen viel kleiner (EHLERS, 1990).

7.1.1 Lithologie und Rinnenfüllung

Aufgrund seismischer Informationen von der Nordsee ist gut zu sehen, daß die Sedimente der Rinnenfüllung in vier Faziesgruppen einzuteilen sind (WINGFIELD, 1990).

Von unten nach oben sind es folgende:

1. chaotisch strukturierte Ablagerungen, im Zusammenhang mit der Bildung der Depression;
2. geschichtet (draped), ruhige Auffüllung der Depression, lakustro-glaziale und Deltafuß-Ablagerungen;
3. schräggeschichtete, in hohem Energieniveau abgelagerte Sedimente, füllen als Delta-Top-Ablagerungen die Depression auf;
4. verschiedene andere Typen, die unter wärmeren Bedingungen abgelagert wurden.

Die unter 2 genannten Ablagerungen sind in den Bohrungen meistens gut zu erkennen. Es sind Pakete von Ton und Silt, die in Norddeutschland als Lauenburger Ton und in den Niederlanden als 'potklei' bezeichnet werden. Die Faziesgruppen 1 und 3 beinhalten Sand, der, abhängig von den energetischen Umständen während der Sedimentation, zwischen sehr grob und sehr fein variiert. Ohne seismische Information ist eine genetische Einteilung dieser Sande oft schwierig, insbesondere dort, wo die Tonschicht fehlt.

Häufig wird davon ausgegangen, daß eine Rinne in mehreren Phasen gebildet wird. Hierbei sind die südlichen Teile am ältesten und die nördlichen Teile am jüngsten (EHLERS, 1990).

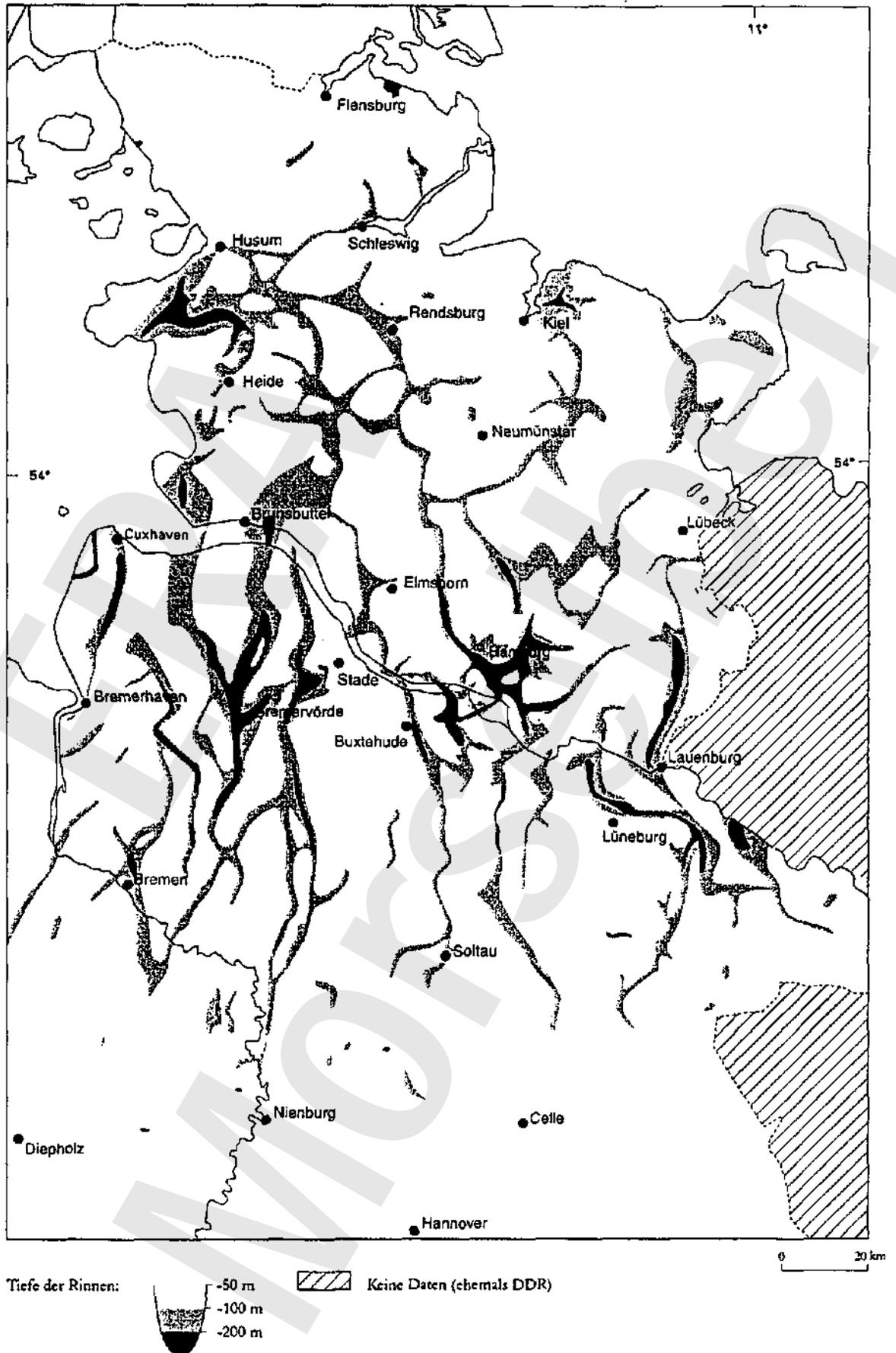


Abbildung 7.1 Rinnen der Elstereiszeit im Untergrund von Norddeutschland. (EHLERS, 1990).

Auffallend ist das beinahe vollständige Fehlen von Geschiebelehm in den Depressionen. EHLERS (1990) legt nahe, daß dies möglicherweise eine Folge der benutzten Bohrsysteme ist: vor allem der sandige Geschiebelehm tritt nicht als zusammenhängendes Sediment zutage, sondern wird in der Bohrspülung in Sand- und Silteilchen zerlegt.

Ein sehr großer Teil der Sedimente, die die Rinnen auffüllen, sind lokal aufgearbeitete ältere Ablagerungen (EHLERS, 1990). Anhand der Schotterfraktion, die in den Schichten mit Schotter und grobem Sand vorkommt, wurde festgestellt, daß ein großer Teil dieser Fraktion aus Material besteht, das aus nördlichen Gebieten stammt (KÜSTER & MEYER, 1979).

7.1.2 Räumliche Konfiguration der Rinnen

Die Rinnen haben folgende Charakteristiken (RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, 1993):

- eingeschnitten in nicht konsolidierte Sedimente;
- ein anastomosierendes Netzwerk aus Rinnen, mit sich schneidenden Rinnen;
- Orientierung parallel zur Fließrichtung des Inlandeises;
- Länge bis 25 km, Breite zwischen 1 und 5 km, Tiefe zwischen 50 bis maximal 432 m;
- der Abstand zwischen den Rinnen beträgt 9 bis 13 km;
- Hänge können steil sein (55 bis 70°);
- im Längsprofil kommen Schwellen vor;
- Querprofil zeigt eine komplexe erosive Untergrenze.

Bezüglich der Rinnentiefen ist noch zu bemerken, daß in seismischen Aufnahmen des Nordseebodens noch tiefere Einschnitte wahrgenommen wurden (WINGFIELD, 1990; SALOMONSEN, 1995). Es ist jedoch noch nicht nachgewiesen, daß diese Depressionen mit den hier besprochenen Rinnen in einem genetischen Zusammenhang stehen.

Eine statistische Analyse der geometrischen Daten der Rinnen zeigt keine Korrelation zwischen dem vereinfachten lithologischen Aufbau des Untergrundes (Unterscheidung zwischen Ton und Sand) und den Abmessungen der Rinnen, wie Länge, Breite und Abstand zwischen den Rinnen. Nur die Tiefe der Rinnen ist in einem tonigen Substrat größer, als in einem sandigen Substrat (RIJKS GEOLOGISCHE DIENST, 1993). PIOTROWSKI (1994) konstatiert, daß sich Rinnen vor allem an Stellen bilden, an denen eine mächtige Sandschicht vorhanden ist.

Das Vorkommen von Salzschiechten im Untergrund scheint nur selten der primäre Faktor für das Entstehen von Rinnen zu sein. PIOTROWSKI (1994) setzt voraus, daß vor allem die Mächtigkeit der zusammendrückbaren Schichten neben einem Salzvorkommen das Entstehen von Rinnen ermöglicht.

7.1.3 Bildungsprozesse

Als die Rinnen entdeckt wurden, war die Erklärung für ihre Bildung durch fließendes Flußwasser eine naheliegende Hypothese. Als mehr über den Umfang der Systeme bekannt wurde, dachte man schon bald an eine (sub-)glaziale Entstehungsweise (USSING, 1903).

Es werden hier folgende Hypothesen berücksichtigt:

1. Bildung durch katastrophalen Schmelzwasserdurchbruch vom Inlandeis aus
2. allmähliche subglaziale Schmelzwassererosion
3. fluviatile Erosion

MEYER (1980) hat nachgewiesen, daß eine tektonische Ursache für das Entstehen der Rinnen auszuschließen ist. Ein großes Problem bei der genetischen Interpretation von Rinnen ist, daß der Bildungsprozeß nur eine erosive Form bildet, daß aber die Sedimente in der Auffüllung nicht, oder nur in sehr beschränktem Ausmaß, mit dem erosiven Prozeß zu tun haben. Für eine gute Interpretation der zur Rinnenbildung führenden Prozesse, ist neben einer guten lithologischen Rekonstruktion des Phänomens eine zuverlässige ütho- und chronostratigraphische Einpassung wichtig-

1. Bildung durch katastrophalen Schmelzwasserdurchbruch vom Inlandeis aus

BOULTON & HINDMARSH (1987) behaupteten, daß Breite und Tiefe der Rinnen zeigen, daß sie nur das Produkt einer Katastrophe sein konnten. WINGFIELD (1990) arbeitete diese Erklärung anhand einer großen Anzahl seismischer Profile der Meere um Großbritannien weiter aus. Er geht davon aus, daß sich aufgrund des Tauens an der Oberfläche des Inlandeises, in und auf der Inlandeiskappe große Becken mit Schmelzwasser bilden können. Dies geschieht in dem Bereich nicht weit vom Rand des Inlandeises entfernt, am Übergang zwischen 'temperate based zone' und der Zone, in der der Untergrund gefroren ist ('frozen toe'). Schon früher, z.B. von WRIGHT (1973), wurde behauptet, daß Gletscherspalten in einer Inlandeiskappe nicht tiefer als 20 bis 30 m werden. Das Schmelzwasser kann dann den Untergrund normalerweise auch nicht erreichen. Wenn das Schmelzwasser aus dem See einen Ausweg aus dem Inlandeismassiv findet, kommt eine große Menge Wasser frei. Es kann ein tiefes Loch in den Untergrund gespült werden. Wingfields Berechnungen zeigen, daß viele Kubikkilometer Wasser nötig sind, um Rinnen mit den aus der Natur bekannten Dimensionen entstehen zu lassen. Die

Zeitdauer, in der eine Rinne gebildet wird, ist sehr kurz und bleibt beschränkt auf maximal einige Tage.

Ein Punkt der Kritik an dieser Hypothese ist die Frage, ob die Seen auf und in der Inlandeiskappe die berechneten großen Wassermengen beinhalten können ohne vorher leer zu laufen (VAN DER MEER, 1990). Weiterhin scheint, daß die Rinnen gebildet wurden, nachdem das Inlandeis seine südlichste Lage erreicht hatte. Wird Permafrost von Inlandeis bedeckt, verschwindet dieser und es bleibt auch kein 'frozen toe' zurück. Aufgrund dieser Hypothese kann der Prozeß deshalb nur am Anfang der Deglaziation eine Rolle gespielt haben: das im Gelände angetroffenen Phänomen, daß die Rinnen nach Norden hin jünger werden, kann auf diese Weise nicht erklärt werden. Deshalb bleiben bei dieser Theorie noch einige Fragen offen.

Unter der Nordamerikanisch-Laurentischen Inlandeiskappe ist das Vorhandensein eines großen subglazialen Sees an der Stelle des heutigen Hudson Bay Beckens bekannt. Während des Abschmelzens der Inlandeiskappe fanden verschiedene Male 'subglacial water outburst floods' statt. Eine wichtige Quelle für das Wasser ist das Zurückfließen von Wasser aus einem proglazialen See, Lake Agassiz, wobei möglicherweise isostatische Depression eine Rolle spielt (SHOEMAKER, 1992, S. 1250,1260). Durch einen anderen geologischen Aufbau werden in diesem Gebiet keine tiefen Rinnen gebildet, sondern vor allem erosive Bildungen. PIOTROWSKI (1994, S. 135) nimmt an, daß die große Wassermenge, die zum Ausräumen des Bornhöved Tunneltales südlich von Kiel nötig war, aus dem Baltischen Becken kam.

Weiterhin sind in Nordamerika Vorbilder bekannt, bei denen das Freiwerden von großen Schmelzwassermengen die Landschaft in großem Maße beeinflußt hat, auch durch die Erosion von harten Gesteinen. SHAW & GILBERT (1990) publizierten von ihrem Untersuchungsgebiet, das in der Umgebung des Lake Ontario an der Grenze zwischen Kanada und den USA gelegen ist, eine Karte, auf der die durch subglaziale Erosion entstandenen Rinnensysteme dargestellt sind (Abbildung 7.2). Auffallend ist ein in das harte Gestein erodiertes Netzwerk von Rinnen, die einen Abstand von ungefähr 10 km haben. Die Tiefe dieser Rinnen ist nicht bekannt. In diesem Gebiet kommen zwei verschiedene Generationen von Rinnen vor, die eine mit einem Ursprung im Norden, die andere mit einem Ursprung im Nordosten. Auch zwischen den als Tunneltäler interpretierten Rinnen beschreiben die Autoren Formen, die durch unter hohem Druck fließenden Wasser verursacht wurden. Sie nehmen auch an, daß während des Höhepunktes des Abflusses große Teile der Inlandeisdecke angehoben wurden und das Wasser über ein weites Gebiet abgeführt wurden, wobei es das Festgestein im Untergrund erodiert hat.

Aus Schweden beschreibt OLVMO (1992) die Bildung von Canyons in harten Gesteinen, von denen einige fast 100 m tief sind. Diese sind durch den erosiven

Einfluß von Schmelzwasserflüssen entlang des Inlandeisrandes einer 'cold base' Inlandeiskappe während einer Deglaziation entstanden. Nicht deutlich ist, ob dies die Folgen eines allmählich oder eines katastrophal verlaufenden Prozesses sind.

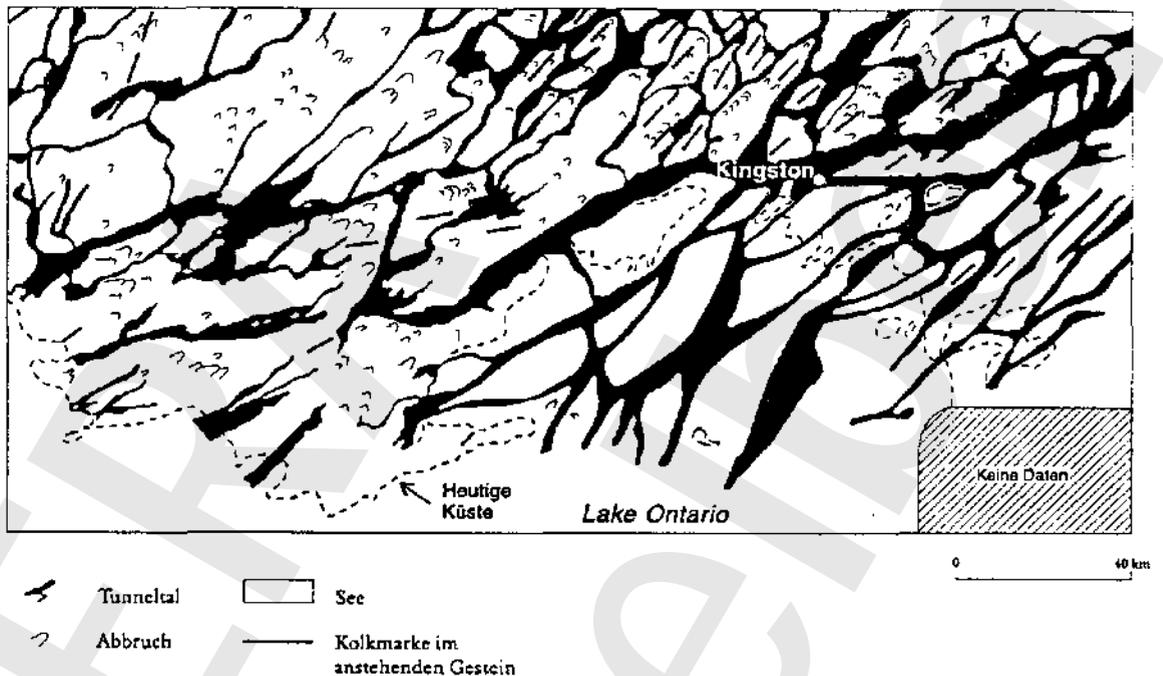


Abbildung 7.2 Subglaziale Tunneltäler und Kolkmarken in der Nordostecke des Ontario-Sees (SHAW & GILBERT, 1990).

2. Allmähliche subglaziale Erosion

Wenn eine Inlandeiskappe ein Gebiet bedeckt, in dem der Boden bis in große Tiefen gefroren ist, beginnt der Permafrost zu tauen, weil einerseits die atmosphärische Kalte nicht mehr den Untergrund erreichen kann und andererseits die geothermische Wärme die Inlandeisdecke von unten erwärmt. Die Temperaturen an der Basis des Inlandeises liegen zu Beginn noch unter $0\text{ }^{\circ}\text{C}$, steigen aber schnell an. An der Basis der sogenannten 'temperate based' Inlandeisdecke wird pro Jahr ungefähr 0,02 bis 0,03 m Schmelzwasser produziert als Folge der Zufuhr von geothermischer Wärme und durch das Auftreten der Reibungswärme. Weil dies über eine große Länge entlang des Profils des Inlandeises geschieht, und zwar in einer Größenordnung von 500 km (PIOTROWSKI, 1997), wird hierbei ein großes Wasservolumen freigesetzt. An Stellen, wo permeable, nicht konsolidierte Ablagerungen vorhanden sind, infiltriert das Wasser in den Untergrund und fließt über diesen Weg bis hinter die Inlandeisfront ab (DELISLE, 1989). Grundwassermodelle, in denen diese Situation modelliert wird, zeigen, daß die Richtung der Grundwasserströmung 180° von den interglazialen Bedingungen abweichen kann,

und daß Fließgeschwindigkeiten mehrfach größer sein können als in einem Inter-glazial (VAN WEERT et al., 1997). Wenn die Wassermenge zu groß ist für die Kapazität des Aquifers, kann das Wasser nur entlang der Grenze zwischen In-landeis und Untergrund abgeführt werden. BOULTON & HINDMARSH (1987) erklären das Offenbleiben von Tunneltälern mit dem Auftreten von Erosion des Untergrundes. Sie setzen voraus, daß durch den hohen Druck im Sediment und den niedrigen Druck im Tunneltal Sediment in das Tunneltal einfließt. EHLERS (1990) weist daraufhin, daß das Ergebnis dieses Prozesses sein müßte, daß sich die sedimentäre Schichtung in seismischen Aufnahmen in die Richtung der Rinnen umbeugen müßte. Dies wurde aber nicht beobachtet. Seiner Meinung nach ist es unwahrscheinlich, daß dieser Prozeß einen großen Beitrag zur Rinnenbildung geliefert hat.

In den letzten Jahren wurden mathematisch genetische Modelle benutzt, um ein neues Licht auf die Entstehungsweise von Rinnen zu werfen. Es scheint so, daß Modelle keine Rinnen aufweisen, wenn nur subglazial entstandenes Schmelzwasser zur Verfügung steht (DELISLE, 1989). Quantitativ ist supraglazial gebildetes Schmelzwasser eine unentbehrliche Quelle für die Entstehung von Erosion. Das Modell von VAN DUKE & VELDKAMP (1996b) zeigt, daß eine Erhöhung der Lufttemperatur einen so starken Einfluß auf die Schmelzwassermenge hat, daß ein Temperaturanstieg von 1,9 auf 2,1 °C die Einschnitttiefe von 50 auf 200 m ansteigen läßt. Bis jetzt ist noch kein Modell so weit entwickelt, daß mit allmählicher subglazialer Erosion noch größere Rinnentiefen entstehen können.

3. *Fluviatile Erosion*

Die Entstehung der Rinnen als Folge der Erosion durch fließendes Flußwasser war eine naheliegende Hypothese, solange die Dimensionen der Rinnen noch nicht bekannt waren. Das Auftreten von Schwellen im Längsprofil, die große Anzahl parallel laufender Rinnen und die außergewöhnlich großen Einschnittiefen, die innerhalb der Rinnensysteme angetroffen werden, führen dazu, daß diese Hypothese sehr unwahrscheinlich ist. Erosion in einem Fluß führt zu einem Längsprofil, das sich in Richtung zum Meer immer tiefer einschneidet. Obwohl die Meeresspiegelstände der letzten 500.000 Jahre nicht quantitativ bekannt sind, ist es doch deutlich, daß solche, die 200 m unterhalb des heutigen lagen, nicht vorgekommen sind. Unter Berücksichtigung der Tatsache, daß die Rinnen sowohl in Norddeutschland, als auch in den Niederlanden selbst tiefer als 300 m sein können, kann diese Entstehungsweise für den größten Teil der Depressionen nicht angenommen werden.

VON BÜLOW (1990) wiederholte noch einmal die Hypothese, die die subaerische fluviatile Erosion in einen glaziotektonischen Zusammenhang stellt. Nach diesem Autor hält das Einschneiden des fluviatilen Systems mit der von der skandinavischen Inlandeisbedeckung induzierten isostatischen Hebung einer schmalen Zone

der Norddeutschen Tiefebene Schritt. Die Größe dieser Hebung beträgt während des Menaps schon ca. 450 m. Ab Cromer senkt sich diese Zone wieder. Die in dieser Zone bis in große Tiefen erodierten Flußtäler werden nun mit Elster-Sedimenten gefüllt. Diese genetische Entwicklung ist jedoch nicht sehr wahrscheinlich. Informationen aus der Tiefsee legen nahe, daß während des Elsters von allen Glazialen das größte Volumen des Inlandeises auf dem Land festgelegt wurde (SHACKLETON, 1987). Darum wird auch in dieser Periode die isostatische Hebung der Zone rund um die skandinavische Inlandeiskappe am größten gewesen sein. Die isostatische Hebung hört auf, wenn das Inlandeis abschmilzt: es sollte daher ein Wechsel zwischen Hebung und Senkung zu finden sein. Obwohl Isostasie als Folge der skandinavischen Inlandeisbedeckung sicher eine Rolle gespielt hat, muß eine Hebung von 450 m für eine so weit entfernte Position allein schon aus theoretischen Gründen als unrealistisch angesehen werden (vergl. BOULTON et al., 1996: Abbildung 7).

Diskussion

Die Erklärung für das Entstehen von tiefen Rinnen in Nordwesteuropäischen Tiefland muß im Verhalten des Wassers in der Randzone der Skandinavischen Inlandeiskappe gesucht werden. Keine der bisher präsentierten Hypothesen bietet eine Lösung, die sowohl die gefundenen Formen, als auch den glaziologischen, sedimentologischen und stratigraphischen Randbedingungen Rechnung trägt. Eine katastrophale Genese kann die Erosionstiefe und die Geometrie der Rinnen gut erklären. Die wichtigste noch zu beantwortende Frage ist die nach dem Ursprung der Wassermenge, die nötig ist um eine solche Depression zu erodieren. Eine zweite, weniger wichtige Frage ist, ob dieser Vorrat nur durch subglaziales oder auch durch supraglaziales Wasser angefüllt wurde. Wenn das Letztere nicht der Fall war, war für die Bildung der Rinnen mehr Zeit notwendig, als wenn dieses doch der Fall wäre.

Im Modell von DELISLE (1989) spielt Permafrost eine große Rolle. Er behauptet, daß wenn die Rinnenerosion durch den unter der Inlandeisdecke vorhandenen Permafrost hindurch die nicht gefrorenen quartären Sedimente erreicht, eine weitere Vertiefung nicht stattfindet, da alles Wasser den durchlässigen Untergrund infiltriert. Weil Permafrost, wenn die Inlandeisbedeckung einige Zeit anhält, sich langsam aus dem Boden entfernt und weil die durch andere Autoren genannten Schmelzwassermengen dermaßen groß sind, daß diese nicht vollständig unterirdisch abgeführt werden können, ist seine Schlußfolgerung, daß in der Zukunft keine tieferen Rinnen gebildet werden können, nicht sehr wahrscheinlich.

Das Modell von VAN DUKE & VELDKAMP (1996b) zeigt, daß eine allmähliche Erosion ein tiefes Einschneiden von 200 m verursachen kann. Aus der Literatur wird deutlich, daß der Beitrag des supraglazialen Schmelzwassers zur Diskussion steht. Daneben ist es nötig, das Modell noch weiter zu entwickeln, um zu sehen,

ob eine Rinnentiefe von 400 m zu generieren ist. Es ist vorstellbar, dass beide genannten Prozesse zu einer Bildung und weiteren Vertiefung der Rinnen beigetragen haben, obwohl darauf in der Literatur nicht ausdrücklich hingewiesen wird. Auch wenn das Wasser unter dem Inlandeis hindurch zur Inlandeisfront strömen konnte, ist das Auftreten von allmählicher Erosion und von katastrophaler Ausräumung zu erwarten. Weil viele der untersuchten Querprofile ein erneutes Einschneiden zeigen, ist es daneben noch möglich, daß zwischen den Erosionsphasen die Seiten der Depression durch Gletschereis abgeschabt wurden.

7.2 Direkter Einfluß des Inlandeises

7.2.1 Bildung von Stauchwällen

Für die Entstehung von Stauchwällen sind nach VAN DER WATEREN (1995) folgende Bedingungen notwendig:

- eine positive Massenbilanz der Inlandeiskappe, die die Energie für den Stauchungsprozeß liefern kann;
- die Anwesenheit einer schwachen Zone im Untergrund, an der entlang die Stauchung stattfinden kann;
- ein relativ schnelles Vorrücken des Inlandeises, wobei ein hoher Porenwasserdruck in dieser Abscherungsschicht entsteht;
- die Koppelung der Inlandeismasse mit dem darunterliegenden Sediment.

Das Vorhandensein von Stauchwällen ist in Nordwesteuropa häufig mit dem Vorhandensein einer 'schwachen Schicht', zumeist eines Tonpaketes zu erklären. VAN DUKE & VELDKAMP (1996b) erklären die Entstehung von Stauchwällen ähnlich wie die Entstehung von Tunneltälern (Abbildung 7.3). Zuerst wird eine subglaziale Depression durch Schmelzwasser ausgehöhlt. Daraus werden Tunneltäler beim Rückzug der Inlandeisfront und Stauchwälle beim Fortschreiten der Inlandeisfront gebildet. Die Tiefe des Beckens, aus dem der Stauchwall hochgepreßt wird, ist abhängig von der lokalen geologischen Situation und kann mehr als 150 m betragen.

In der Literatur wurden keine Hinweise über Stauchwälle gefunden, die in hartem Gestein gebildet wurden.

7.2.2 Exaration

Im Gegensatz zu der in horizontaler Richtung wirkenden Erosion durch strömendes Wasser hat Exaration vor allem eine vertikale Komponente. Das große Gewicht der Inlandeisdecke sorgt dafür, daß bei der Bewegung des Inlandeises ein großer Druck auf den Untergrund ausgeübt wird. Hierdurch wird Material in die basale Zone des Gletschereises aufgenommen. Die Permeabilität des Untergrundes spielt hierbei eine wichtige Rolle. Permeable Sande führen das basale Schmelz-

Wasser ab, wodurch der Druck des Inlandeiskörpers für eine hohe Scherspannung sorgt. Ein toniger Untergrund kann das Wasser viel schwieriger abführen, die Scherspannung ist dann viel niedriger. Darum wird Sand einfacher vom Inlandeis aufgenommen als Ton. Häufig ist die Beimengung von lokalen Sedimenten im sedimentpetrologischen Inhalt des Geschiebelehms gut zu erkennen (BOULTON & DOBBIE, 1993).

Anders als bei alpinen Gletschern, wo der Eisstrom in einem bestehenden Tal kanalisiert wird, zeigt diese Form der Erosion bei Inlandeiskappen, die in den glazialen Perioden die nordwesteuropäische Tiefebene erreichten, nicht eine vertikale, vertiefende, sondern vor allem eine horizontale, nivellierende Komponente. Die Geschiebelehmplateaus in Norddeutschland und in den Nordniederlanden sind dafür ein gutes Beispiel.

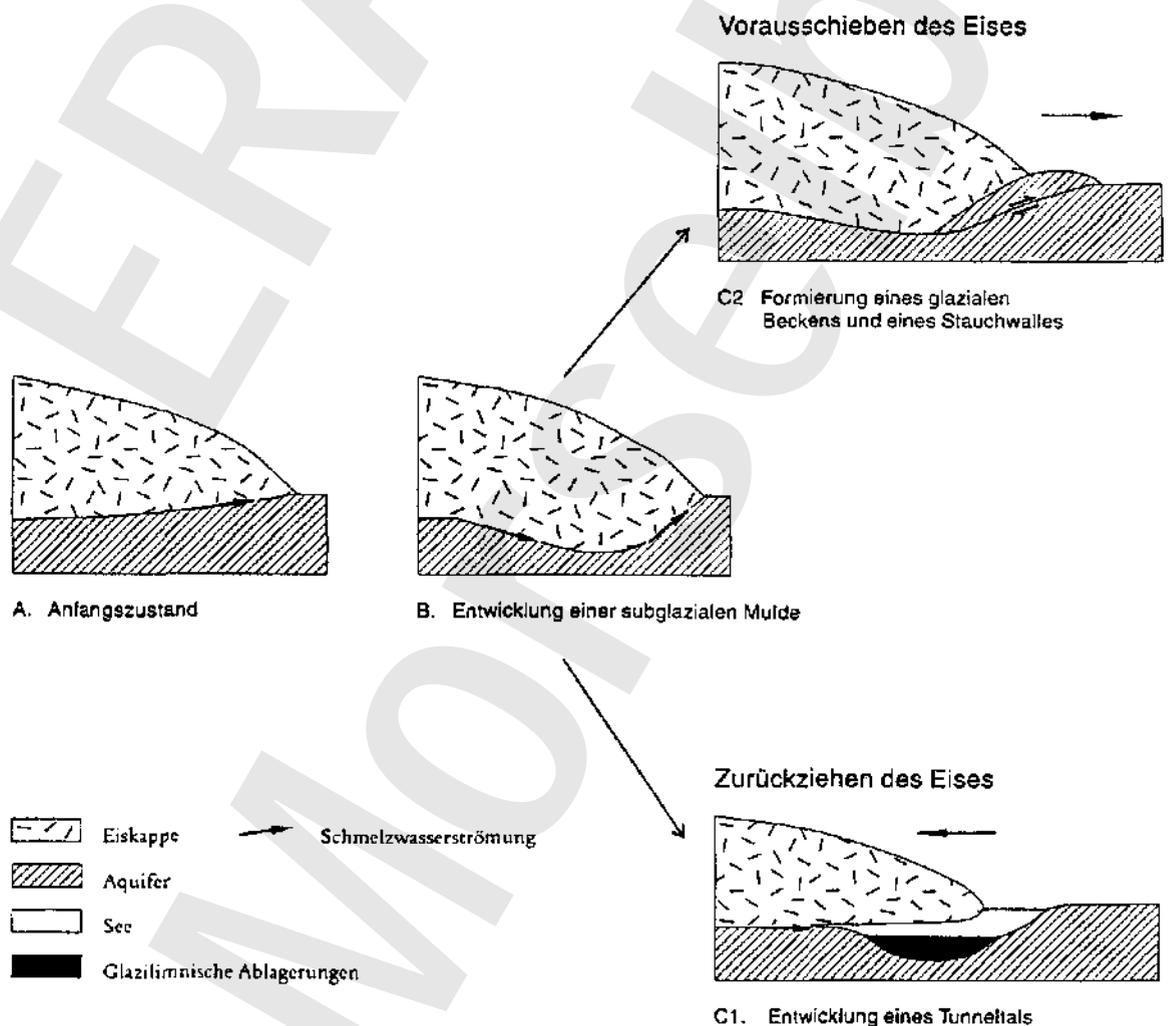


Abbildung 7.3 Schematische Wiedergabe der möglichen genetischen Analogie zwischen der Entwicklung eines Stauchwalles und dem Entstehen eines Tunneltals. (VAN DIJKE & VELDKAMP, 1996b).

Nach dem Entstehen der subglazialen Rinnen füllt das Inlandeis, wenn das Wasser abgeflossen ist, die entstandene Depression aus. BRUNS (1989) hat Messungen durchgeführt, die zeigen, daß das Sediment im Bereich zwischen zwei Rinnen aus zwei Richtungen unter Druck gestanden hat. Dieser Druck kam aus der Richtung der am nächsten gelegenen Rinne. Nach dieser Erosionsphase waren die Depressionen anscheinend wieder mit Inlandeis gefüllt. EHLERS (1990) konstatierte, daß einige Rinnen so breit sind, daß diese kaum ausschließlich durch Schmelzwassererosion zu erklären sind. Auch Ausräumung durch Inlandeis (Exaration) wird stattgefunden haben.

7.3 Subglaziale Erosion im Standortbereich

Die drei quartären Eiszeiten, die in Nordwesteuropa den größten Einfluß gehabt haben (EHLERS et al., 1984), wirken sich in der Region Morsleben folgendermaßen aus.

Elster

Die äußerste Verbreitungsgrenze des Inlandeises lag in der Nähe des Harzes, ungefähr 50 Kilometer südlich von Morsleben. Während dieser ältesten Inlandeisbedeckung sind eine Anzahl isoliert liegender Depressionen (z.B. im Oberen Altlertal bei Oschersleben und Aschersleben) ausgeräumt und mit mächtigen Schichten von Geschiebelehm gefüllt worden, die durch eine Schicht von fluviatilen Sanden voneinander getrennt sind. Möglicherweise hat das Gebiet zwei Phasen einer Inlandeisbedeckung mitgemacht, die voneinander durch eine eisfreie Periode getrennt waren. Die Tiefe der Depression bleibt auf ca. 100 m beschränkt. Wahrscheinlich waren die ausgeräumten Depressionen vor der Ankunft des Inlandeises mit gut durchlässigen Oberkreide-Sanden gefüllt, die von einer dünnen Schicht von fluviatilen Ablagerungen des Quartärs bedeckt waren. Es ist anzunehmen, daß Schmelzwasser und in geringerem Maße Exaration bei der Erosion eine wichtige Rolle gespielt haben.

Saale

In dieser Eiszeit reichte die Inlandeiskappe etwas weniger weit südlich. THOME (1980, S. 37). nimmt an, daß dies die Folge einer geringeren Inlandeismächtigkeit war. Die Inlandeisfront erreichte, eher als es im Elster der Fall war, einen zwischen Harz und dem Inlandeis liegenden präglazialen See. Eine Zone mit Seen war während des Maximums beider Eiszeiten entlang der gesamten Inlandeisfront in Deutschland vorhanden.

An der Basis der Saale-Ablagerungen ist in den Morsleben-Profilen im allgemeinen keine tiefreichende Erosion zu erkennen. Exaration von nicht konsolidierten Ablagerungen war wahrscheinlich der wichtigste Prozeß. Weiter nach Südosten (westlich von Magdeburg) ist eine glaziale Stauchung aufgetreten. Hier sind Tone des Tertiärs viele Zehner Meter hoch aufgestaucht.

Weichsel

In der letzten Eiszeit, dem Weichsel, blieb das Inlandeis etwa 80 km von Morsleben entfernt. Nur periglaziale Prozesse haben die Landschaft in dieser Periode beeinflusst.

7.4 Zusammenfassende Bewertung

Die Folgen der subglazialen Erosion in einer künftigen Eiszeit sind abhängig vom Umfang, den das skandinavische Inlandeis erreichen wird. Da aufgrund der vorhandenen Kenntnisse der Prozeß der subglazialen Erosion und die daraus resultierenden Effekte nicht mit der notwendigen Sicherheit vorherzusagen sind, muß bei der Einschätzung der Folgen einer künftigen Inlandeisbedeckung damit gerechnet werden, daß sich die Verhältnisse, die während der Elstereiszeit herrschten, wiederholen können. Eine der Schlußfolgerungen von EHLERS (1990) lautet, daß in der Vergangenheit die Schmelzwassererosion in Norddeutschland eine größere Rolle gespielt hat, als die Exaration durch Gletscher. Wenn dies in die Zukunft extrapoliert wird, dann kommt der Erosion durch subglaziales Schmelzwasser die größte Bedeutung für das Endlager Morsleben zu. Daneben kann als eine Folge der erhöhten Grundwasseraktivität die Subrosionsgeschwindigkeit des Salzes zunehmen, wodurch eine weitere Eintiefung des Allertals stattfinden kann. Der größte Unterschied zwischen den Bedingungen, die das Inlandeis in der Zukunft antreffen wird, im Gegensatz zu den Bedingungen, die während der Elstereiszeit herrschten, ist die Zusammensetzung des Substrates. Die Elster-Inlandeiskappe kam in ein Gebiet, daß neben harten Gesteinen vor allem von fluviatilen, hauptsächlich sandigen Sedimenten bedeckt war. Die heute in dem Gebiet vorhandenen Sedimente des Quartärs sind vor allem glazialen Ursprungs, wobei der größte Teil aus Geschiebelehm besteht. Das bedeutet, daß der subglaziale Abfluß von Schmelzwasser weniger einfach den durch Inlandeis bedeckten Aquifer infiltrieren kann, als während des Elsters. Der Abfluß von Wasser entlang der Eis-/Untergrundgrenze wird an Stellen, an denen nicht konsolidierte Ablagerungen vorkommen, eher auftreten. In Anbetracht dessen, daß Geschiebelehm eine grössere Kohäsion hat als Sand, wird die Erosion langsamer verlaufen. Bei höheren Fließgeschwindigkeiten wird allerdings auch der Geschiebelehm entfernt. Die Inlandeisdecke, die während der Saaleeiszeit die Region bedeckte, kam in ein Gebiet mit lithologischen Charakteristiken, die der heutigen Situation gleichen. Möglicher-

weise muß der Unterschied im geomorphologischen Verhalten zwischen den Inlandeisbedeckungen der Elster- und der Saaleeiszeit in den verschiedenen hydrogeologischen Parametern des damaligen Untergrundes gesucht werden. Dies würde, in Anbetracht des vorhandenen Geschiebelehms, in noch größerem Umfang als zu Beginn des Saale bedeuten, daß die Folgen einer künftigen Eiszeit auf Exaration mit einer geringen Tiefe beschränkt bleiben. Es muß auch berücksichtigt werden, daß das Vorhandensein von Geschiebelehm mit den darin enthaltenen Sandschichten die glaziale Stauchung fördert. Wenn ein höherer Tongehalt die Durchlässigkeit des Geschiebelehms einschränkt, kann eine Beckenbildung auftreten. Wenn vor dem Inlandeis ein See vorgelagert ist, verringert dies die Wahrscheinlichkeit einer Stauchung (THOME, 1980).

Als letztendliche Schlußfolgerung kann für das 'worstcase scenario' angenommen werden, daß mit der subglazialen Erosion der gesamten Lockersedimente während einer künftigen Eiszeit gerechnet werden muß. Es ist allerdings nicht wahrscheinlich, daß subglaziale Erosion zu einer starken Abtragung von Festgestein im Untersuchungsgebiet führen wird.

8 Prognose

Das Hauptziel der vorliegenden Untersuchung ist es, eine Prognose zum Verhalten der geologischen Barrieren in der direkten Umgebung des Standortes Morsleben unter dem Einfluß von Klimaveränderungen in den kommenden 100.000 bis 150.000 Jahren bzw. bis zur erstfolgenden Inlandeisbedeckung und Deglaziation zu geben. Alle Zukunftsszenarien basieren auf Annahmen, die in großem Maß mit Unsicherheit behaftet sind.

Drei wichtige klimagesteuerte Prozesse, die einen möglichen Einfluß auf den Untergrund haben, sind anhand von Daten der geologischen Vergangenheit analysiert worden.

Diese Prozesse sind:

- Subrosion (flächenhaft),
- fluviatile Erosion und
- subglaziale Erosion.

Aus der Untersuchung des Paläoklimas der zurückliegenden 800.000 Jahre geht hervor, daß das Klima zyklischen Veränderungen unterworfen ist (siehe auch Kapitel 3 und 4). Dieser Mechanismus astronomischen Ursprungs wird als Basis für die Vorhersage von möglichen Klimaveränderungen in den kommenden 100.000 bis 200.000 Jahren benutzt. In diesem Kapitel werden die rekonstruierten Effekte der Prozesse, die bei bestimmten Klimabedingungen in der geologischen Vergangenheit auftraten, mit der Vorhersage von vergleichbaren zukünftigen Klimaveränderungen verbunden. Die Annahme, die hierbei gemacht wird, ist, daß natürliche, zyklische Klimaveränderungen in der geologischen Vergangenheit sich auch in der nahen Zukunft fortsetzen.

Eine wichtige Unsicherheitsquelle, die hierbei hervorkommt, ist der Einfluß des Menschen auf das Klima seit dem Beginn der industriellen Revolution. In erster Linie wird die hier dargestellte Prognose auf die Veränderungen in einem natürlichen System eingehen. Der mögliche Einfluß des Menschen auf das Klima und damit auf die klimagesteuerten Prozesse, die den Untergrund beeinflussen, wird ebenfalls zur Sprache kommen.

8.1 Mögliche zukünftige Klimaveränderungen

Die Ergebnisse der Simulationsmodelle (siehe Kapitel 3) sprechen dafür, daß in den kommenden 100.000 Jahren eine Inlandeisausbreitung auf der Nordhalbkugel stattfinden wird. Die heutige Warmzeit wird, im Vergleich mit vorhergehenden Warmzeiten, über einen langen Zeitraum fortgesetzt. Dies wird abgeleitet von den (nur) kleinen Variationen in den astronomischen Parametern. Wichtige Abkühl-

lungsphasen mit Ausdehnung des Inlandeises werden in etwa 25 ka nach heute und 60 ka nach heute erwartet, das erste folgende glaziale Maximum erfolgt entsprechend den Modellergebnissen in 100 ka nach heute. Eine wichtige Periode der Erwärmung findet konform der Simulation in 75 ka nach heute statt und eine Deglaciation in 120 ka nach heute. Darnach beginnt ein neuer Zyklus mit einer Inlandeisausbreitung mit einem Maximum in 154 ka nach heute (DALGLEISH et al., 1997; LOUÏRE, 1997). Für die Kaltzeit in etwa 100 ka nach heute wird das totale Eisvolumen auf der Nordhalbkugel zu vergleichen sein mit dem des Weichseis ($47 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). Die Verbreitung des Eurasischen Inlandeises wird voraussichtlich nur während des glazialen Maximums in 154 ka nach heute die gemäßigten Breitengrade (54° NB) erreichen.

In Abbildung 8.1 ist eine auf das Untersuchungsgebiet fokussierte indizierende Klimaprognose wiedergegeben. Die dargestellte SPECMAP-Kurve mit Klimabil- dern wurde aus den Abbildungen 4.3 und 4.4 in Abschnitt 4.2 übernommen. Die Prognose für die kommenden 150.000 Jahre wurde aus der simulierten Veränderung des Eisvolumens auf der nördlichen Erdhalbkugel in Abbildung 3.4A abgeleitet. Die dazugehörigen Klimabilder und die Niederschlagsklassen wurden in gleicher Weise, wie für die SPECMAP-Kurve in Abschnitt 4.2, erstellt.

In einem oder mehreren Jahrhunderten wird, als Folge der anthropogen beeinflussten höheren CO_2 -Konzentration und dem damit verbundenen Temperaturanstieg, der hydrologische Zyklus verstärkt werden. Dieses hat eine weltweite Niederschlagszunahme zur Folge. Innerhalb Europas wird Nordwesteuropa eine Zunahme, Südeuropa dagegen eine Abnahme von Niederschlägen zu verzeichnen haben.

Menschliche Aktivitäten beeinflussen die Konzentration der Treibhausgase in der Atmosphäre und werden vermutlich zu einer weltweiten Temperaturerhöhung führen, wodurch Gletscher und Inlandeiskappen weiter zurückgedrängt werden. Weil das Klimasystem um so empfindlicher auf die CO_2 -Konzentration in der Atmosphäre reagiert, je kleiner die atmosphärische Forcierung ist, und die Amplitude der Insolation der kommenden 50 ka außergewöhnlich klein sein wird, wird die CO_2 -Konzentration in den nächsten 50 ka besonders wichtig sein. Eine Situation, bei der die gesamte Nordhalbkugel frei von Inlandeiskappen sein wird, ist deshalb anzunehmen. Experimente weisen daraufhin, daß die anthropogene Forcierung der Klimaveränderung bis in 40 -100 ka nach heute feststellbar sein wird.

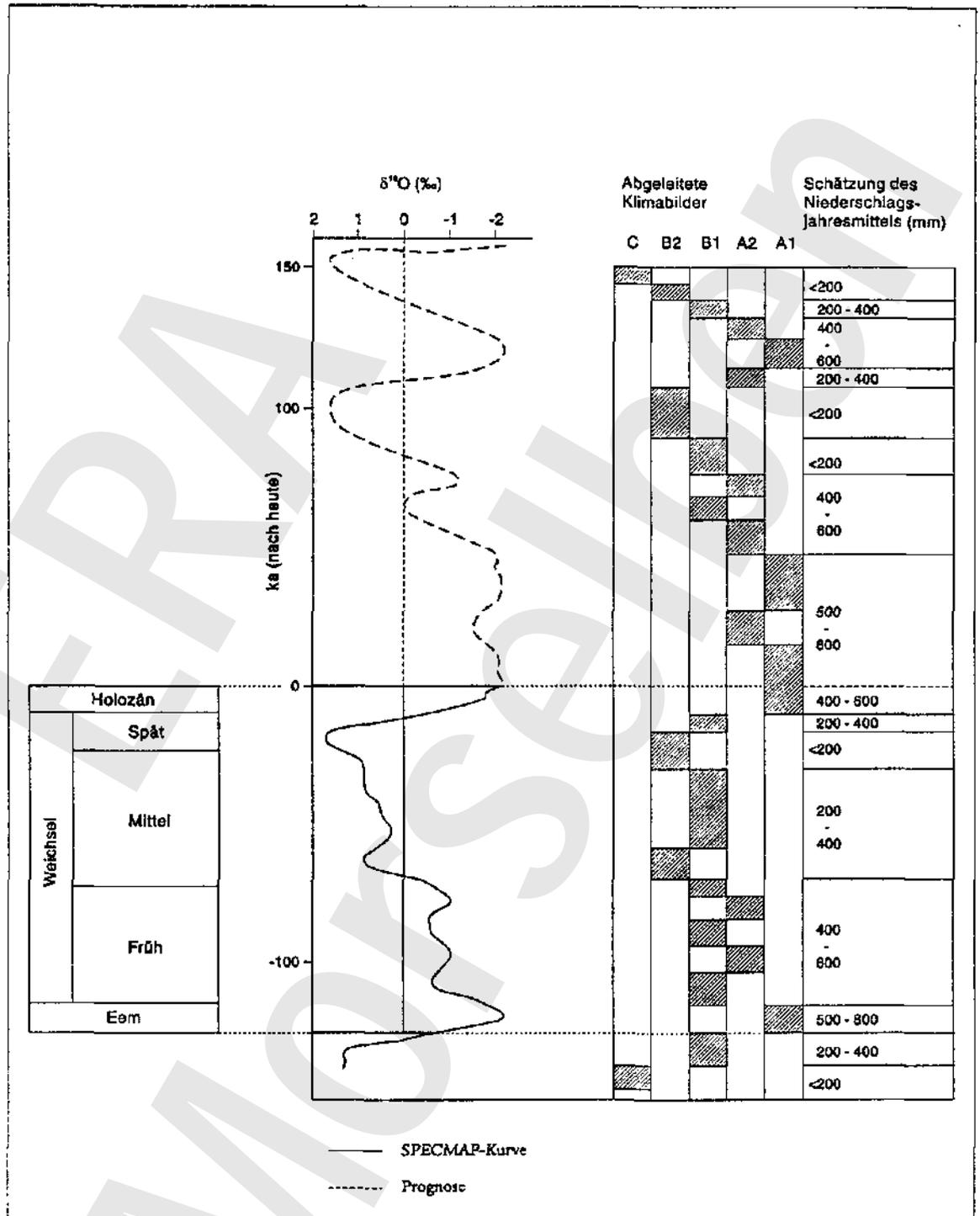


Abbildung 8.1 Abgeflachte SPECMAP-Kurve mit zugewiesenen Klimabildern und indizierende Klimaprognose für die nächste 150 ka. (abgeleitet von Abbildungen 4.3, 4.4 und 3.4A).

Schematische Darstellung des Klimaablaufs

Auf Basis der vorhergesagten möglichen Klimaveränderungen in den kommenden ca. 150.000 Jahren kann folgende Schematisierung vorgenommen werden:

Periode I (0 bis 50.000 Jahre nach heute)

Dieses Intervall wird gekennzeichnet durch relativ warme Bedingungen, die mit dem heutigen Klima vergleichbar sind (Klimabild A), unterbrochen von einer kälteren Periode bei etwa 25.000 Jahren nach heute. Diese wird nach den Erwartungen nicht zu einer umfangreichen Vereisung in Mitteleuropa führen. Möglicherweise tritt eine Phase mit diskontinuierlichem Permafrost auf (Klimabild B2). Periode I ist an eine lange Periode mit geringen Fluktuationen in der Intensität des einfallenden Sonnenlichtes gekoppelt. Derartige Bedingungen haben sich nur fünfmal in den letzten drei Millionen Jahren ereignet. Der Einfluß des Menschen auf das Klima durch den Ausstoß von Treibhausgasen wird in dieser Periode am stärksten sein, um so mehr, als die natürlichen Fluktuationen im Klima während dieses Intervalls klein sind. Möglicherweise führt der anthropogene Einfluß zu einer Erwärmung des natürlichen Klimas mit erhöhten Niederschlägen in Mittel- und Nordeuropa.

Periode II (50.000 bis 90.000 Jahre nach heute)

Diese Zeitspanne ist im allgemeinen durch eine Verschlechterung des Klimas, unterbrochen von einer Erwärmungsperiode bei etwa 75.000 Jahren nach heute, gekennzeichnet. In Periode II werden sich boreale Bedingungen mit Nadelwald (Klimabild A2) abwechseln mit Phasen, in denen diskontinuierlicher Permafrost (Klimabild B1) herrscht. Möglicherweise kommt es in den kältesten Phasen auch zu kontinuierlichem Permafrost (Klimabild B2). Der Umfang des Inlandeises auf Skandinavien wird stark zunehmen, wird aber aller Wahrscheinlichkeit nach Mitteleuropa nicht erreichen. Der anthropogen verursachte Treibhauseffekt wird nach der Erwartung in Periode II abgenommen haben und dementsprechend nur wenig Einfluß auf das bestimmende Klima haben.

Periode III (90.000 bis 110.000 Jahre nach heute)

Diese Periode kann als glaziales Maximum gekennzeichnet werden. Es werden kontinuierlicher (Klimabild B2) und möglicherweise diskontinuierlicher Permafrost herrschen. Das Inlandeis wird vermutlich seine maximale Ausdehnung erreichen und mit einer geringen Wahrscheinlichkeit das Untersuchungsgebiet bedecken können (Klimabild C).

Es wird kein nachweisbarer Einfluß des Menschen auf das Klima erwartet.

Periode IV(110.000 bis ca. 150.000 Jahre nach heute)

Diese Periode beginnt mit dem Abschmelzen des Inlandeises und einer Erwärmung des Klimas bis zu Bedingungen, die dem heutigen Klima gleichen (Klimaoptimum; Klimabild A). In einer relativ kurzen Zeit werden sich die Klimabedingungen wieder stark verschlechtern und letztendlich zu einer Ausbreitung des Inlandeises auf der Nordhalbkugel führen, die möglicherweise auch das Untersuchungsgebiet erreichen kann. Nach etwa 150.000 Jahren nach heute wird die folgende Deglaziation einsetzen.

8.2 Prognose zum Verhalten der geologischen Barrieren

Die Lösung von Steinsalz ist am stärksten unter Bedingungen mit kontinuierlichem Permafrost. Das hohe Ausmaß der Subrosion hängt in diesem Fall mit dem Auftreten von Infiltration im Allertal zusammen. In den meisten anderen Situationen ist das Allertal ein exfiltrierendes System. In den kommenden 150.000 Jahren wird in der extremsten Situation eine Steinsalzschiebt mit einer Mächtigkeit von ca. zwei Metern aufgelöst werden.

Der Prozeß der fluviatilen Erosion wird stark von tektonischen Prozessen und nur in geringerem Ausmaß von klimatologischen Prozessen kontrolliert. Abhängig vom gewählten tektonischen Szenarium für den Rand der deutschen Mittelgebirge, können in einen Zeitraum von 150.000 Jahren 3 bis 11 m des Deckgebirges im Standortbereich erodiert werden. Die Bandbreite der möglichen zukünftigen Auswirkungen von fluviatiler Erosion wird am stärksten durch die Unsicherheit bezüglich tektonischer Prozesse bestimmt. Die Auswirkungen des Klimas auf den Aufbau des Untergrundes resultieren in einer Unsicherheit von wenigen Metern.

Der Prozeß der subglazialen Erosion ist schwierig zu quantifizieren. Es ist zu unterstellen, daß in der extremsten Situation Lockergestein vollständig weggeräumt werden kann. Subglaziale Erosion wird aber in den kommenden 90.000 Jahren keine Rolle spielen.

Die folgende Ausarbeitung beschränkt sich auf die in Abschnitt 8.1 erwähnten Perioden I bis III; diese Perioden umfassen zusammen einen kompletten Warmzeit-Kaltzeit-Zyklus.

Geologische Barrieren in Periode I

Unter gemäßigten Klimabedingungen (Klimabild A) variiert die Subrosionsgeschwindigkeit zwischen 0,04 und 2,4 $\mu\text{m/a}$ (semi-stationäre Bedingungen). Während Zeiten mit diskontinuierlichem Permafrost nimmt die Subrosionsgeschwindigkeit etwas zu. Diese wird wahrscheinlich nicht mehr als 3 $\mu\text{m/a}$ betra-

gen und hat damit dieselbe Größenordnung wie die Geschwindigkeit für Klimabild A. In den kommenden 50.000 Jahren führt dies zur Auflösung einer Salzschrift mit einer Mächtigkeit von maximal 15 cm.

Die Erosionsgeschwindigkeit kann in Szenarium 3 bis auf 0,09 mm/a ansteigen. Dies bedeutet, daß in einer Periode von 50.000 Jahren nicht mehr als 5 m des Deckgebirges abgetragen wird. In den Szenarien 3b und 5b, die durch eine realistischere Zeitserie von Klimaveränderungen gesteuert werden, sind nach 50 ka 1 bzw. 3 m des Deckgebirges erodiert.

Der durch den Mensch verstärkte Ausstoß von Treibhausgasen führt entsprechend den Modellvorhersagen zu einer Erhöhung der Niederschläge in den höheren Breitengraden. Dies könnte zu einer (zeitlich begrenzten) Erhöhung der Subrosionsgeschwindigkeit und des Ausmaßes der fluviatilen Erosion führen.

Geologische Barrieren in Periode II

Die zweite Periode ist von einer allgemeinen Verschlechterung des Klimas und langanhaltenden Permafrost-Bedingungen gekennzeichnet. Dies führt im Vergleich mit Periode I zu einer Erhöhung der Subrosionsgeschwindigkeit. Die Geschwindigkeit kann besonders in Perioden mit kontinuierlichem Permafrost hoch sein. Das Allertal wird dann als ein infiltrierendes System agieren, mit den dazugehörigen höheren Subrosionsgeschwindigkeiten. Das Ausmaß der Subrosion wird Werte von 12 p.m/a nicht überschreiten und die daraus resultierende Mächtigkeit der aufgelösten Salzschrift wird nicht mehr als einen halben Meter betragen. Ausgehend von einer maximalen Erosionsgeschwindigkeit von 0,09 mm/a wird die gesamte Erosion in der Umgebung des Standortes Morsleben während Periode II nicht mehr als 4 m betragen. Der Einfluß von anthropogenen Effekten wird in dieser Periode als vernachlässigbar angesehen.

Geologische Barrieren in Periode III

Diese Periode mit einer relativ geringen Dauer wird wahrscheinlich kontinuierlichen Permafrost aufweisen, möglicherweise auch diskontinuierlichen Permafrost. Das Ausmaß der Subrosion wird unter diesen Umständen im Vergleich mit den beiden vorausgehenden Perioden am stärksten sein. Die Subrosionsgeschwindigkeit wird nach den Erwartungen jedoch den Wert von 12 $\mu\text{m/a}$ nicht überschreiten. Die Mächtigkeit der aufgelösten Salzschrift wird nicht mehr als 25 cm betragen. Das Ausmaß der fluviatilen Erosion wird vermutlich nicht mehr als 2 m betragen.

Es gibt eine geringe Wahrscheinlichkeit, daß das Untersuchungsgebiet von Inlandeis bedeckt werden wird. In diesem Fall kann subglaziale Erosion auftreten, die im extremsten Fall zum Wegräumen der nicht konsolidierten quartären und tertiären Sedimente und der Sande aus der Oberkreide führt. Subglaziale Erosion des Festgesteins wird als untergeordnet bedeutsam angesehen. Während einer Vereisung wird die Subrosionsgeschwindigkeit vermutlich niedriger sein als unter Permafrostbedingungen ohne Inlandeisbedeckung.

ERA
Morseleben

ERA
Morseleiben

Literatur

- APPEL, D. (1981): Petrographie und Genese der Sandsteine des Unter- und Mittelräts im nördlichen Harzvorland (Ostniedersachsen). Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität, Heft 20, Hannover.
- BERGER, A.L. (1981): The astronomical theory of paleoclimates. In: Berger, A.L. (Red.): Climatic Variations and Variability: facts and theories. D.Reidel, S. 501 - 525, Dordrecht.
- BERGER, A.L. & LOUTRE, M.-F. (1996): Modelling the climate response to astronomical and CO₂ forcings. Concise Review Paper of the Academie des Sciences Paris, 323, IIA, S. I - 16.
- BERGER, A.L. & LOUTRE, M.-F. (1997): Paleoclimate sensitivity to CO₂ and insolation. *Ambio*, Vol. 26, No. 1, S. 32 - 37.
- BERGER, A.L., DUTRIEUX, A., LOUTRE, M.-F., TRICOT, CH. (1996): Paleoclimate sensitivity to CO₂ and insolation. Unpublished, 42 S.
- BEST, G. (1996): Floßtektonik in Norddeutschland, Erste Ergebnisse der reflexionsseismischen Untersuchungen an der Salzstruktur "Obereres Allertal". *Z.d.t.geol.Ges.* 147, S. 455-464, 4 Abb., Stuttgart.
- BOULTON, G.S. & CURLE, F.J., Red. (1995): Simulation of the effect of long term climatic change on ground water rflow and the safety of geological disposal sites. Unpublished, 184 S.
- BOULTON, G.S. & HINDMARSH, R.C.A. (1987): Sediment deformation beneath glaciers: rheology and geological consequences. *Journal for Geophysical Research*, Vol. 92 (B9), S. 9059-82.
- BOULTON, G.S., CABAN, P.E., VAN GUSSEL, K., LEIJNSE, A., PUNKARI, M. & VAN WEERT, F.H.A. (1996): The impact of glaciation on the groundwater regime of Northwest Europe. *Global and Planetary Change*, Vol. 12, S. 397-413.
- BOULTON, G.S. & DOBBIE, K. (1993): Consolidation of Sediments by glaciers: relation between sediment geotechnics, soft-bed glacier dynamics and subglacial groundwater flow. *Journal of Glaciology*, Vol. 39, S. 26-44.
- BRUNS, J. (1989): Stress indicators adjacent to buried Channels of Elsterian age in North Germany. *Journ. of Quatern. Sc.* Vol. 4, no. 3, S. 267-272.

- BRYAN, F. (1986): High-latitude salinity effects and interhemisphere thermohaline circulations. *Nature*, Vol. 323, S. 301 - 304.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE (BGR)
(1984): Hydrogeologie KONRAD - erweiterter Bereich. Zwischenbericht 1984, Hannover.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
(1993): Projekt Morsleben. Grundlagen zur hydrogeologischen Modellbildung. Zwischenbericht 1993, Hannover.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
(1995): Abschätzung der Grundwasserbewegung mit variabler Dichte auf einem Vertikalschnitt im Bereich des Salzstocks Morsleben: Beitrag zu einem Vergleich numerischer Modelle, Hannover.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
(1997): ERA Morsleben. Zusammenfassender Bericht zur pollenanalytischen Untersuchung aus dem Erkundungsprogramm Endlager Morsleben. Unveröffentlicher BGR-Bericht, Archiv-Nr. 116367, Berlin, Hannover.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
(1998a): Projekt ERA Morsleben. Hydrogeologische Standortbeschreibung und Modellgrundlagen. - Unveröffentl. BGR-Bericht, Archiv-Nr. 116906, Berlin.
- BUNDESANSTALT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND ROHSTOFFE
(1998b): Projekt ERA Morsleben. Geologische Beurteilung des Quartärs. Unveröffentl. BGR-Bericht, Archiv-Nr. 116619, Berlin.
- BUNDESANSTALT FÜR GEWÄSSERKUNDE (1995): Hydrologisches Untersuchungsprogramm Morsleben. Jahresbericht 1994, Hannover.
- CALKIN, P.E. (1995): Global glacial chronologies and causes of glaciation In: Menzies, J. (Red.): *Modern Glacial Environments; processes, dynamics and Sediments*, Vol 1., Ch. 2, S. 9 - 75.
- CASPERS, G., JORDAN, H., MERKT, J., MEYER, K.-D., MÜLLER, H. & STREIF, H. (1995): Niedersachsen. In: Benda, L. (Red.): *Das Quartär Deutschlands*. S. 23-58. Berlin/Stuttgart (Gebr. Borntraeger).
- COLENCO (1995): 3D-Modellierung der Grundwasserbewegung im Deckgebirge unter Süßwasserverhältnissen. Modellaufbau und Rechenfall RIO. Colenco Bericht 3875/4.

- COLENCO (1995): 2D-vertikale Modellierung der Grundwasserbewegung im deckgebirge unter Salzwasserhältnissen. Modellaufbau und Rechenfälle ROI, R02. Colenco Bericht 3875/25.
- DALGLEISH, N., BOULTON, G.S. & RENSHAW, E. (1997): Non-linear regression modelling as a basis for climatic hindcasting and forecasting. In: Boulton, G.S & Curie, F.J. (Red.): Simulation of the effect of long term climatic change on groundwater flow and the safety of geological disposal Sites. Unpublished, S. 172 - 180.
- DAMES & MOORE INTERNATIONAL (1990): Technical reference manual for TIME4, version 1, Volumes 1+2. Unpublished, ± 295 S.
- DANSGAARD, W., JOHNSEN, S.J., CLAUSEN, H.B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N.S., HAMMER, C.U., HVLDBERG, C.S., STEFFENSEN, J.P., SVEINBJÖRNSDÓTTIR, A.E., JOUZEL, J. & BOND, G. (1993): Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. Nature, Vol. 364, S. 218-220.
- DAWSON, A.G. (1992): Ice age Earth; Late Quaternary geology and climate. Routledge, 293 S., Ch.'s 2, 3 & 13, London.
- DELISLE, G. (1989): Genese glazialer Rinnen in Nordeuropa während Glazialstadien. Unveröff. Ber. Teilber. II, Archiv-Nr. 105506 : Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover, 21 S.
- EHLERS, J. (1990): Untersuchungen zur Morphodynamik der Vereisungen Norddeutschlands, unter Berücksichtigung benachbarter Gebiete. Thesis: Universität Bremen Bremer Beiträge zur Geographie und Raumplanung, Heft 19, 166 S.
- EHLERS, I, MEYER, K.-D. & STEPHAN, H.-J. (1984): The Pre-Weichselian glaciations of North-West Europe. Quaternary Science Rev. Vol. 3, S. 1-40.
- EISSMANN, L. (1975): Das Quartär der Leipziger Tieflandsbucht und angrenzender Gebiete um Saale und Elbe - Modell einer Landschaftsentwicklung am Rand der europäischen Kontinentalvereisung. Schr.-R. geol. Wiss., 2, 1-263. Berlin.
- EISSMANN, L. (1981): Periglaziäre Prozesse und Permafroststrukturen aus sechs Kaltzeiten des Quartärs. Altenburger naturw. Forsch., 1, 1-171.

- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Süd-Brandenburg, Thüringen). In: L. Eissmann & T. Litt (Red.) Das Quartär Mitteldeutschlands. Altenburger naturw. Forsch., Vol. 7, S. 55-135.
- EUROPEAN CLIMATE SUPPORT NETWORK (ECSN) (1995): Climate of Europe: recent Variation, present State and future prospects. Koninklijk Nederlands Meteorologisch Instituut (KNMI), de Bilt, 72 S.
- FRANZKE, H.J, BANKWITZ, P. & BANKWITZ, E. (1992): Die Bruchtektonik des Harzes und seines Vorlandes nach Satellitenfotos. Z. geol. Wiss., Vol. 20(3), p. 209-218.
- FRENZEL, B. (1967): Die Klimaschwankungen des Eiszeitalters. In: Die Wissenschaft, Vol. 129, S. 1-291.
- FUHRMANN, R. (1976): Die stratigraphische Stellung der Lössen in Mittel- und Westsachsen. Z. geol. Wiss., 4, 1241-1270. Berlin.
- GREENLAND ICE-CORE PROJECT (GRIP) MEMBERS (1993): Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core. Nature, Vol. 364, S. 203 - 207.
- GOTTSCHKE, C. (1897): Die tiefsten Glazialablagerungen der Gegend von Hamburg. Mitteilungen der geographischen Gesellschaft in Hamburg XIII, S. 131-140.
- HASSANIZADEH, S.M. & LEIJNSE, A. (1988): On the modelling of brine transport in porous media. Water Resour. Res., vol. 24, 321 S.
- HOWARD, A.D. (1994): A detachment-limited model of drainage basin evolution. Water Resources Research, vol. 30: S. 2.261-2.285.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K.P. (1979): Ice Ages: solving the mystery. Macmillan, London, 224 S.
- IMBRIE, J., HAYS, J.D., MARTINSON, D.G., MCINTYRE, A., MIX, A.C., MORLEY, J.J., PISIAS, N.G., PRELL, W. & SHACKLETON, N.J. (1984): The orbital theory of Pleistocene climate: support from a revised chronology of the marine ¹⁸O record. In: Berger, A.L., Imbrie, J., Hays, J.D., Kukla, G.J. & Salzman, B. (Red.): Milankovitch and Climate, Part I, D. Reidel, 895 S, Dordrecht.
- IMBRIE, I, MIX, A.C. & MARTINSON, D.G. (1993): Milankovitch theory viewed from Devils Hole. Nature, Vol. 363, S. 531 - 534.

- INSTITUT FÜR WASSERWIRTSCHAFT (1990): Gewässerkundliches Jahrbuch der Deutschen Demokratischen Republik. Wassermenge Abflußjahr 1988 (1.11.1987-31.10.1988).
- INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATIC CHANGE (IPCC) (1996): Climate change 1995; the science of climate change, Second assessment report. 572 S., Cambridge University Press, Cambridge.
- JOHN, P.W.M. (1971): Statistical Design and Analysis of Experiments. The Macmillan Company, New York. Library of congress catalog cardnumber: 75-121672.
- KLIMAKOMMISSION (1996): Invloeden van de mens op het klimaat. KNAW, 43 S.
- KNOTH, W. (1964): Zur Kenntnis der pleistozänen Mittelterrassen der Saale und Mulde nördlich von Halle. Geologie, 13 (5), 598-616. Berlin.
- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. In: Benda, L., Das Quartär Deutschlands. 148-171.
- KUGLER, H & VILLWOCK, G. (1995): Interpretation der Untersuchungsergebnisse der Morphogenetischen Kartierung Untersuchungsgebiet ERA Morsleben hinsichtlich jüngerer geodynamischer Bewegungen. ARGE geol. Forsch, u. Erkundung GmbH Halle/ Aerocart GmbH Delitzsch, 10 S.
- KUNERT, R. & ALTERMANN, M.(1965): Das Pleistozän zwischen Saale und Wipper. Geologie, 14 (5/6), 520-553. Berlin.
- KÜSTER, H. & MEYER, K.-D. (1979): Glaziäre Rinnen im mittleren und nordöstlichen Niedersachsen. Eiszeitalter und Gegenwart, Vol. 29, S. 135-156.
- LANDESAMT FÜR UMWELTSCHUTZ SACHSEN-ANHALT (1990): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Elbegebiet, Teil 1. Von der Grenze zur CR bis zur Havelmündung. 1990(1.11.1989-31.12.1990).
- LANDESUMWELTAMT BRANDENBURG (1990): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Elbegebiet, Teil 2. Havel mit deutschem Odergebiet. 1990 (1.11.1989-31.12.1990).
- LEIJNSE, A. (1992): Three-dimensional modeling of coupled flow and transport in porous media. Department of Civil Engineering and Geological Sciences, Notre Dame, Indiana.

- LITT, T. (1990): Paläoanatomische Untersuchungen zur Vegetations- und Klimaentwicklung während des Jungpleistozäns in den Becken von Grobem und Grabschutz. *Altenburger naturw. Forsch.*, 5, 92-105.
- LITT, T. (1994): Paläökologie, Paläobotanik und Stratigraphie des Jungquartärs in nordmitteldeutschen Tiefland. *Dissertationes Botanicae*, 227, 1-185.
- LOOK, E.-R. (1985): Geologie, Bergbau und Urgeschichte im Braunschweiger Land. *Geologisches Jahrbuch Reihe A*, Heft 88.
- LOUTRE, M.-F. (1995): Greenland ice sheet over the next 5000 years. *Geophysical Research Letters*, Vol. 22, No. 7, S. 783 - 786.
- LOUTRE, M.-F. (1997): Deterministic modelling of future change. In: Boulton, G.S & Curie, F.J. (Red.): *Simulation of the effect of long term climatic change on groundwater flow and the safety of geological disposal sites*. Unpublished, S. 181-184.
- LUDWIG, K.R., SIMMONS, K.R., SZABO, B.J., WINOGRAD, I.J., LANDWEHR, J.M., RIGGS, A.C. & HOFFMAN, R.J. (1992): Mass-spectrometric ^{230}Th - ^{234}y - ^{238}v dating of Qf^1 Devils j^1 Calcite yejn sciencej Vol. 258, S. 284-287.
- MANIA, D. (1967): Das Quartär der Ascherslebener Depression im Nordharzvorland. *Herzyna, N.F.*, 4, 51-82.
- MANIA, D. (1992): Neumark-Nord ein fossilreiches Interglazial im Geiseltal. *Cranium*, 9/2, 53-76.
- MANIA, D. (1993): Die Terrassen-Travertin-Sequenz von Bilzingsleben. *Ethnogr.-Archäol. Z.*, 4, 554-575.
- MANIA, D. & ALTERMANN, M. (1970): Zur Gliederung des Jung- und Mittelpleistozäns im mittleren Saaletal bei Bad Kosen. *Geologie*, 19(10), 1161-1184. Berlin.
- MANIA, D. & TOEPFER, V. (1973): Königsau; Gliederung, Ökologie und mittelpaläolithische Funde der letzten Eiszeit. *Veröffentl. des Landesmus. f. Vorgesch. in Halle*, 26, 157 S.
- MANIA, D., THOMAE, M., LITT, T. & WEBER, T. (1990): Neumark-Gröbern, Beiträge zur Jagd des mittelpaläolithischen Menschen. *Veröff. Landesmus. f. Vorgeschichte Halle*, 43, 1-320.

- MARTINSON, D.G., PISIAS, N.G., HAYS, J.D., IMBRIE, J., MOORE, T.C. & SHACKLETON, N.J. (1987): Age, dating and orbital theory of the ice ages: development of a high resolution 0 to 300,000-year chronostratigraphy. *Quaternary Research*, 27, S. 1 - 29.
- MENZIES, J., Red. (1995): *Modern Glacial Environments; processes, dynamics and Sediments*, Vol. 1. 621 S., Butterworth-Heinemann, Oxford.
- MEYER, K.D. (1980): Quartäre Tektonik im Unterelbe-Gebiet?. 2. dt. geol. Ges. 131, S. 530-546.
- MEYER, K.-D. (1983a): Zur Anlage der Urstromtäler in Niedersachsen.- *Zeitschrift fuer Geomorphologie*, Neue Folge, Band 27, Heft 2, S. 147-160, Gebr. Bornträger, Berlin-Stuttgart.
- MEYER, K.-D. (1983b): Saalian end moraines in Lower Saxony. In: J. Ehlers (Red.). *Glacial deposits in North-west Europe*. S. 335-343, Balkema, Rotterdam.
- MEYER, K.-D. (1987): Ground and end moraines in Lower Saxony. In: Meer, J.J.M. van der (Red.). *Tills and glaciotectonics*, S. 197-204. Rotterdam /Boston (Balkema).
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE (1991): *Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch. Weser- und Emsgebiet. 1991 (1.11.1990-31.12.1991)*.
- OERLEMANS, J. (1996): Gletsjers en klimaat. *Aarde & Mens*, November, S. 38 - 44.
- OERLEMANS, J. & VAN DER VEEN, C.J. (1984): *Ice sheets and climate*. D. Reidel, 217 S., Dordrecht.
- OLVMO, M. (1992): Glaciofluvial canyons and their relation to the Late Weichselian deglaciation in Fennoscandia. *Z. Geomorph. N.F.* 36 (3), S. 343-363.
- OOSTROM, M., VAN GIJSEL, K. & ZIJL, W. (1993): The SESAM-Project. Modelling Subrosion and Groundwater Flow in the Vicinity of the Zuidwending Diapir on the Basis of Geometrical and (Palaeo)Hydrological Boundary Conditions for the Northeastern Netherlands. RIVM-Report 715205004.
- PIOTROWSKI, J.A. (1994): Tunnel-valley formation in northwest Germany - geology, mechanisms of formation and subglacial bed conditions for the Bornhoeved tunnel valley. *Sedimentary Geology*, Vol. 89, S. 107-141.

- PIOTROWSKI, J.A. (1997): Subglacial hydrology in North-Western Germany during the last glaciation: groundwater flow, tunnel Valleys and hydrological cycles. *Quat. Sc. rev.*, Vol. 16, S. 169-186.
- RIJKS GEOLOGISCHE DIENST (1993): Autoren: Th.A.M. de Groot, M.W. van den Berg, J.J. van Dijke, J.W.H. Janssen, A. Veldkamp. Evaluation of salt bodies and their overburden in The Netherlands for the disposal of radioactive waste. d. Fluvial and subglacial erosion. OPLA Research Programme, Phase 1A - Report 30.012D/ERD, 63 S, Rijks Geologische Dienst, Haarlem.
- RIVM (1993): METROPOL - User's Guide. Bilthoven, the Netherlands.
- ROHDE, P. (1989): Elf Pleistozane Sand-Kies-Terrassen der Weser: Erläuterung eines Gliederungsschema für das obere Weser-Tal. *Eisz. Alter u. Gegenw.*, Vol. 39, p. 42-56.
- SALOMONSEN, I. (1995) Origin of a deep buried Valley System in Pleistocene deposits of the eastern central North Sea. *Danmarks Geologiske Undersøgeise. Serie C, Nr. 12*, S. 8-19.
- SAUTER, F.J., HASSANIZADEH, S.M, LEIJNSE, A., GLASBERGEN, P. & SLOT, A.F.M. (1990). Metropol: A Computer code for the Simulation of transport of contaminants with groundwater. EC-report Nuclear science and technology, nr. EUR 13073EN.
- SCHMIERER, TH. (1914): Über fossil führende Interglazialablagerungen bei Oschersleben und Ummendorf (Prov. Sachsen) und über die Gliederung des Magdeburg-Braunschweigischen Diluviums im allgemeinen. *Jb. preuß. geol. L.-Anst.*, 33 (II), 400-417. Berlin.
- SCHOTT, C, WADDINGTON, E.D. & RAYMOND C.F. (1992): Predicted time-scales for GRISP2 and GRIP boreholes at Summit, Greenland. *Journal of Glaciology*, Vol. 38, No. 128, S. 162- 168.
- SHACKLETON, N.J. (1987): Oxygen isotopes, ice volume and sea level. *Quaternary Science Reviews*, Vol. 6, S. 183-190.
- SHAW, J. & GILBERT, R. (1990): Evidence for large-scale subglacial meltwater flood events in southern Ontario and northern New York State. *Geology* 18, S. 1169-1172.
- SHOEMAICER, E.M. (1992): Water sheet outburst floods from the Laurentide Ice Sheet. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 29 (6), S. 1250-1264.

- TETZLAFF, D.M. & HARBAUGH, J.W. (1989): Simulating clastic Sedimentation. Computer methods in the geosciences. Van Nostrand Reinhold.
- THOME, K.N. (1980) Der Vorstoß des nordeuropäischen Inlandeises in das Münsterland in Elster- und Saale-Eiszeit. Westfälische Geographische Studien, 36, S. 21-40.
- URBAN, B. (1995): Palynological evidence of younger Middle Pleistocene interglacials (Holsteinian, Reinsdorf and Schöningen) in the Schöningen open cast lignite mine (eastern Lower Saxony/Germany). Meded. Rijks Geol. Dienst, 52, 123-154.
- URBAN, B., LENHARD, R., MANIA, D. & ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt. Z. dt. geol. Ges., 142, 351-372. Hannover.
- URBAN, B., THIEME, H. & ELSNER, H. (1988): Biostratigraphische quartärgeologische und urgeschichtliche Befunde aus dem Tagebau 'Schöningen', Ldkr, Helmstedt. Z.dt. geol. Ges., 139, 123-154.
- URBAN, B., LENHARD, R., MANIA, D. & ALBRECHT, B. (1991): Mittelpleistozän im Tagebau Schöningen, Ldkr. Helmstedt. Z.dt. geol. Ges., 142, 351-372.
- USSING, N.V. (1903): Om Jyllands Hedesletter og Teorierne for deres Dannelse. Oversigt over Det Kongelige danske Videnskabernes Selskabs Forhandling, 2, S. 1-152.
- VAN DEN BERG, M.W. (1994): Neo-tectonics of the Roer Valley rift System. Style and rate of crustal deformation inferred from syn-tectonic Sedimentation. Geol. en Mijnbouw, Vol. 73, p. 143-156.
- VAN DEN BERG, M.W. (1996): Fluvial sequences on the Maas. A 10Marecord of neotectonics and climate change at various time-scales. 181 S., PhD Thesis Agricultural University Wageningen.
- VAN DER MEER, J.J.M. (1990): Het ontstaan van diepe depressies in het Elsterien. Grondboor en Hamer, Vol. 44, S. 144-145.
- VAN DER WATEREN, F.M. (1995): Structural Geology and Sedimentology of Push Moraines. Processes of soft Sediment deformation in a glacial environment and the distribution of glaciotectonic styles. Mededelingen Rijks Geologische Dienst Nr. 54, S. 1-167.

- VAN DUKE J.J., & VELDKAMP, A. (1996a): Long term dynamics of river Systems draining volcanic mountain slopes in Costa Rica, assessed by Computer simulations. In: Benito et al. (Red.). Palaeohydrology and modelling of environmental change. 107 S.
- VAN DUKE J.J., & VELDKAMP, A. (1996b): Climate-controlled glacial erosion on the imconsolidated Sediments of northwestern Europe, based on a genetic model for tunnel Valley formation. Earth Surface Processes and Landforms, vol. 21, S. 327-340.
- VAN WEERT, F.H.A. & LEIJNSE, A. (1996): Modelling the effects of the Pleistocene glaciations on the Northwest European geohydrological System. RIVMrep.no. 715401001.
- VAN WEERT, F.H.A., VAN GIJSEL, K., LEIJNSE, A., BOULTON, G.S. (1997). The effects of Pleistocene glaciations on the geohydrological system of Northwest Europe. Journal of Hydrology, 195, S. 137-159.
- VELDKAMP, A. (1991): Quaternary river terrace formation in the Allier basin, France. A reconstruction based on sand bulk geochemistry and 3-D modelling. 172 S., PhD Thesis Agricultural University Wageningen.
- VELDKAMP, A. (1992): A 3-D model of fluvial terrace development in the Allier basin (Limagne. France). Earth Surface Processes and Landforms, vol. 17, S. 487-500.
- VELDKAMP, A. & VAN DEN BERG, M.W. (1993): Three-dimensional modelling of Quaternary fluvial dynamics in a climo-tectonic dependent system. A case study of the Maas record (Maastricht, the Netherlands). Global and Planetary Change, vol. 8, S. 203-218.
- VELDKAMP, A. & VAN DUKE, J.J. (1996): Modelling long term erosion and Sedimentation processes in fluvial Systems. In: Benito et al. (Red.). Palaeohydrology and modelling of environmental change. 107 S.
- VELDKAMP, A. & VERMEULEN, S.E.J.W. (1989). River terrace formation, modelling, and 3-D graphical Simulation. Earth surface Processes and Landforms, vol. 14, S. 641-654.
- VON BÜLOW, W. (1990): Zur Entstehung der altpleistozänen Rinnen im Bezirk Schwerin. Z. geol. Wiss. Bd. 18, Heft 10, S. 939-946.

VOSS, C.I. (1984): A Finite Element Simulation model for saturated-unsaturated, fluid density dependent groundwater flow with energy transport or chemically reactive single species solute transport. USGS Water Res. Invest. Rep. 84-4369.

WEISSERMEL, W. (1930): Zur Stratigraphie und Tektonik des östlichen Teiles der Subherzynen Mulde und ihrer nordöstlichen Randgebiete. Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., 125, 93S. Berlin.

WINGFIELD, R. (1990): The Origin of Major Incisions Within the Pleistocene Deposits of the North Sea. Marine Geology, Vol. 91, S. 31-52.

WINNOGRAD, I.J., COPLEN, T.B., LANDWEHR, J.M., RJGGS, A.C., LUDWIG, K.R., SZABO, B.J., KOLESAR, P.T. & REVESZ, K.M. (1992): Continuous 500,000-year climate record from vein calcite in Devils Hole, Nevada. Science, Vol. 258, S. 255 - 260.

WOLFF, W. (1907): Der geologische Bau der Bremer Gegend. Abhandlungen des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Bremen, 19, S. 207-216.

WRIGHT, H.E. JR. (1973): Tunnel Valleys, Glacial Surges and Subglacial Hydrology of the Superior Lobe, Minnesota. Geological Society of America Memoir, Vol. 136, S. 251-276.

ZAGWIJN, W.H. (1985): An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands. Geologie & Mijnbouw, Vol. 64, S. 17-24.

Indirekte Referenzen (Kapitel 3)

- BERGER, A.L. (1978a): Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research*, Vol. 9, S. 139 - 167.
- BERGER, A.L. (1978b): Long term variations of daily insolation and Quaternary climatic change. *Journal of Atmospheric Science*, 35, S. 2362 - 2367.
- BERGER, A.L. (1979): Insolation signatures of Quaternary climatic changes. II *Nuovo Cimento*, 2C, 1, S. 63 - 87.
- JOUZEL, J., BARKOV, N.I., BARNOLA, J.M., BENDER, M., CHAPPELLAZ, J., GENTHON, C., KOTLYAKOV, V.M., LIPENKOV, V., LORius, C., PETIT, J.R., RAYNAUD, D., RAISBECK, G., RITZ, C. SOWERS, T., STIEVENARD, M., YIOU, M. & YIOU, P. (1993) Extending the Vostock ice-core record of paleoclimate to the penultimate glacial period. *Nature*, Vol. 364, S. 407-412.
- KUKLA ET AL (1981): In Dalglish et al., 1997.
- MILANKOVITCH, M.M. (1920): Theorie mathematique des phenomenes thermiques produits par la radiation solaire. *Academie Yougoslave des Sciences et des Arts de Zagreb*, Gauthier-Villars.
- MILANKOVITCH, M.M. (1930): Mathematische Klimalehre und Astronomische Theorie der Klimaschwankungen. In: Koppen, W. and Geiger, R. (Red.): *Handbuch der Klimatologie*, Band 1, Teil A. Borntraeger, Berlin.
- MILANKOVITCH, M.M. (1941): *Kanon der Erdbestrahlung und seine Anwendung auf das Eiszeitenproblem*. Royal Serbian Academy, Special Publication, 133, S. 633.
- RUDDIMAN, W.F. & MCINTYRE, A. (1981): Oceanic mechanisms for amplification of the 23,000 year ice-volume cycle. *Science*, 212, S. 617 - 627.
- VERNEKAR, A.D. (1972): Long-period global variations of incoming solar radiation. *Meteorological Monograph*, Vol. 12, No. 34.

Verwendete Karten

BGR (1994): Das Schollenmuster im Sockel NW-Deutschlands, Baldschuhn, R. & F. Kockel, Archiv nr. 111089, Blatt 4, 1:500.000.

BGR (1994): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 1: Abgedeckte geologische Karte Unterkreidebasis, Blatt SE.

BGR(1995): Quartärgeologische Übersichtskarte 1:500.000.

BGR(1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 7: Strukturkarte der Basis Oberpaläozän bis Untereozän (4 Bl.; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 8: Strukturkarte der Basis Oberkreide (4 Bl.; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 9: Strukturkarte der Basis der marinen Unterkreide (4 BL; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 10: Strukturkarte der Basis Oberjura und 'Wealden' (4 BL; Blatt SE).

BGR 1(1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 11: Strukturkarte der Basis Dogger (4 BL; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 12: Strukturkarte der Basis Lias (4 BL; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 13: Strukturkarte der Basis Keuper (4 BL; Blatt SE).

BGR (1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 14: Strukturkarte der Basis Röt und Muschelkalk (4 BL; Blatt SE).

BGR(1996): Geotektonischer Atlas NW-Deutschland 1:300.000, Teil 15: Strukturkarte der Basis Unterer und Mittlerer Buntsandstein (4 BL; Blatt SE).

BGR, Geologische Karte NW-Deutschland, Konzept Karte, 1:200.000.

BGR, Geologische Karte, Blatt C 3930 Helmstedt, Quartär, Tertiär und Maastricht abgedeckt (G.Best), 1:100.000, unveröffentl. Arbeitsunterlage..

Hydrogeologische Karte der DDR 1:50.000. nr.904-1/2.

Hydrogeologische Karte der DDR 1:50.000. nr.904-3/4.

Hydrogeologische Karte der DDR 1:50.000. nr. 1004-1/2.

Hydrogeologische Karte der DDR 1:50.000. nr. 1003-1/2.

GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT. Geologische
Übersichtskarte von Sachsen-Anhalt, 1:400.000.

GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT. Lithofazieskarten
Quartär, 1:50.000, Blatt Nr. 2163 Haldensleben.

GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT (1992): Geologische
Karte Sachsen-Anhalt - Karte der quartären Bildungen 1:200.000, Blatt 42
Magdeburg.

GEOLOGISCHES LANDESAMT SACHSEN-ANHALT (in Vorb.): Geologische
Karte Sachsen-Anhalt- Karte der quartären Bildungen, 1:200.000, Blatt 52
Halle.

LOOK, E.R. (1984): Geologische Wanderkarte Braunschweigerland 1:100.000.

NLFB (1981): Erläuterungen zu Blatt Nr. 3324 Lindwedel, 1:25.000, Hannover
127 S., 8Kt.

NLFB (1993): Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Res-
sources in Nordwestdeutschland - Nettomächtigkeit des Unterrät - Sand-
steins, Blatt CC 3126, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.

NLFB (1993) Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Res-
sources in Nordwestdeutschland - Nettomächtigkeit des Unterrät - Sand-
steins, Blatt CC 3926, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.

NLFB (1993): Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Res-
sources in Nordwestdeutschland - Nettomächtigkeit des Mittelrät - Sand-
steins, Blatt CC 3126, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.

NLFB (1993): Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Res-
sources in Nordwestdeutschland - Nettomächtigkeit des Mittelrät - Sand-
steins, Blatt CC 3926, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.

NLFB (1993): Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Res-
sources in Nordwestdeutschland - Isobathen Basis Mittelrät - Sandsteins,
Blatt CC 3126, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.

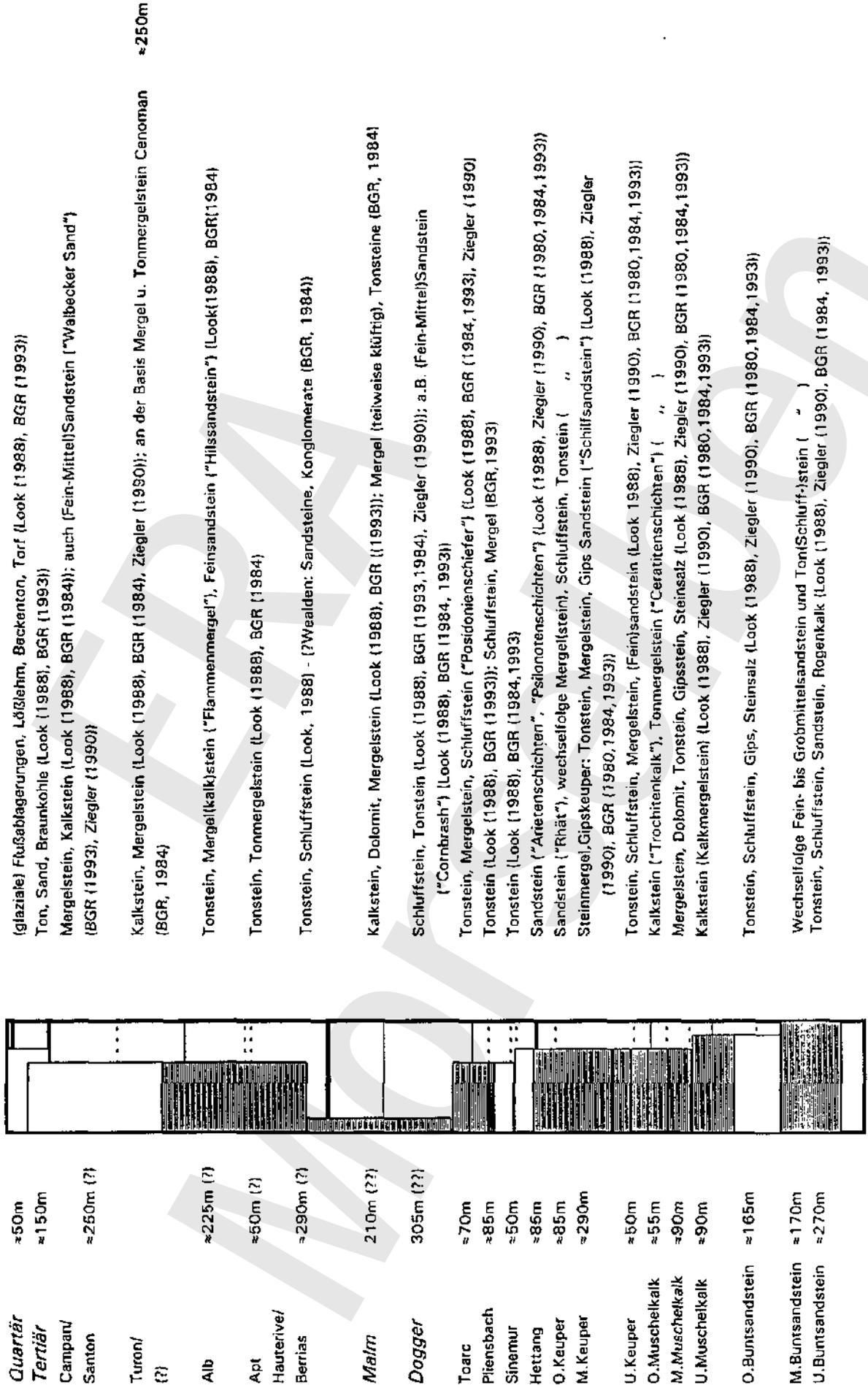
- NLfb (1993): Regionale Untersuchungen von geothermischen Reserven und Resources in Nordwestdeutschland - Isobathen Basis Mittelrät - Sandsteins, Blatt CC 3926, Archiv nr. 111 758, 1:200.000.
- NLfb (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte Niedersachsen und Bremen. 1:500.000, mit Karte der Lage der Quartärbasis.
- NLfb (1996): Geologische Karte von Niedersachsen. Blatt Nr. 3531 Oebisfelde, 1:25.000, Hannover.
- NLfb & BGR (1974): Geologische Übersichtskarte, 1:200.000, Blatt CC3926 Braunschweig.
- SCHMIERER, TH. (1908): Geologisch Karte von Preuszen und benachbarten Bundesstaaten. Blatt Weferlingen, I: 25.000.
- ZGI (1962): Geologische karte der Deutschen Demokratischen Republik 1:500.000, Karte ohn känozoische Bildungen, N- und S-Teil.
- ZG[(1969): Tektonische Karte Braunschweig/Magdeburg Tektonik und Erdöl-Erdgas-Höffigkeit Nordteil DDR, 1:200.000.
- ZGI (1974): Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik Karte ohne Känozoische Bildungen, N-32-XXXVI Magdeburg, 1:200.000 (Unkorrigierter Farbendruck).
- ZGI: Geologische Karte der Deutschen Demokratischen Republik 1: 500 000. Karte der Tiefenlage der Quartärbasis.

Anlagen

ERA
Morseleiben

Anlage 1

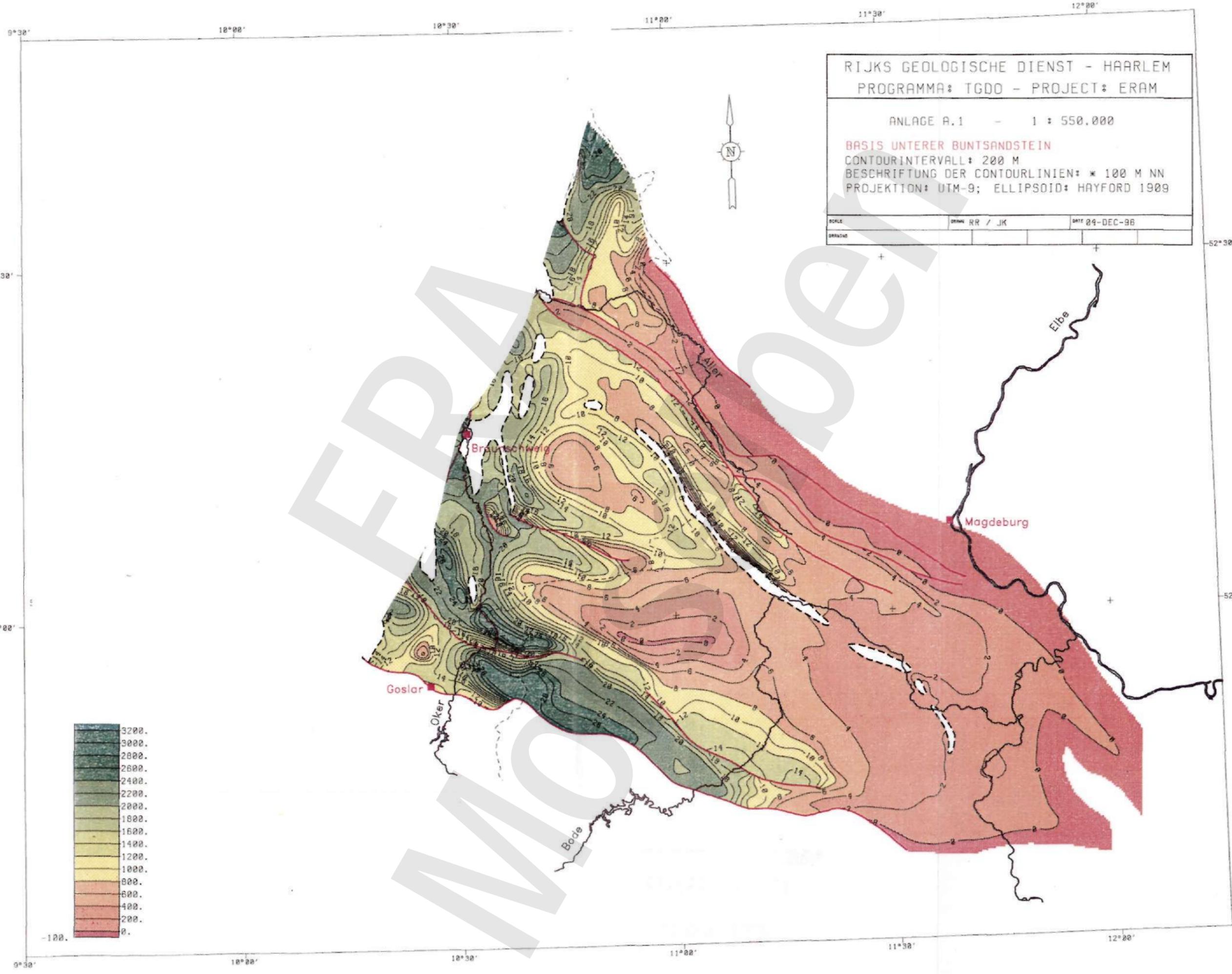
Post-Zechstein Stratigraphie für die Subherzyna Senke.



Anlage 2

Der Literatur entnommene Durchlässigkeiten der verschiedenen stratigraphischen Einheiten und geschätzte Durchlässigkeiten für die hydrogeologischen Einheiten.

Quartär	$10^{-7} - 10^{-6} \text{ m/s}$	Quartär: $10^{-4} - 10^{-3} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984), $10^{-8} - 10^{-3} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993)
Teriär		
Campan/		
Santon	$10^{-6} - 10^{-5} \text{ m/s}$	"Waibcker Schichten" und "Obere Alleringerl. Schichten": $7 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993) "Untere Alleringsl. Schichten": 10^{-9} m/sec (BGR, 1993)
Turon/		
Cenoman		"Plänerkalk": $10^{-5} - 10^{-3} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984) "Turon-Mergelkalk": $10^{-9} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
Alb		"Flammenmergel": $10^{-8} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984) "Hilssandstein": $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
Apt	$5 \cdot 10^{-9} - 10^{-9}$	Unterkreide: $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
Hauterive/		
Bemias		
Malm		"Korallenoolith" und "Heersumer Schichten": $10^{-8} - 10^{-5} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984) Ton- und Mergelsteine des/der Dogger/Lias: $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984) Jura (ungegliedert): $10^{-9} - 10^{-6} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993)
Dogger	$(5 \cdot 10^{-9} - 10^{-7})$	"Dogger-β Sandstein": $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984) "Cornbrash": $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
Toarc		
Pliensbach		
Sinemur		
Hettang	$10^{-6} - 10^{-5}$	"Rhät Sandstein": $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984, 1993); Mergelbank Unterhät: 10^{-9} m/sec (BGR, 1993) "Steinmergelkeuper/Gipskeuper": $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984); $10^{-15} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993) "Schiffsandstein": $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984), $10^{-10} - 5 \cdot 10^{-9} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993) "Lettenkeuper": $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984), 10^{-10} m/sec (BGR, 1993)
O.Keuper		O.Muschelkalk: $10^{-6} - 10^{-3} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
M.Keuper	$10^{-10} - 10^{-8}$	M.Muschelkalk: $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984); Muschelkalk: $10^{-15} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993) U.Muschelkalk: $10^{-6} - 10^{-3} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984)
U.Keuper		
O.Muschelkalk		
M.Muschelkalk		
U.Muschelkalk		
O.Buntsandstein		O.Buntsandstein: $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984), $10^{-9} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993)
M.Buntsandstein	$10^{-6} - 10^{-5}$	M.Buntsandstein (incl. Fogenstein): $10^{-7} - 10^{-4} \text{ m/sec}$ (BGR, 1984); "Sollingfolge": $8 \cdot 10^{-6} \text{ m/sec}$, "Volpriehausen": 10^{-10} m/sec (BGR, 1993)
U.Buntsandstein		U.Buntsandstein: $10^{-12} - 10^{-7} \text{ m/sec}$ (BGR, 1993)

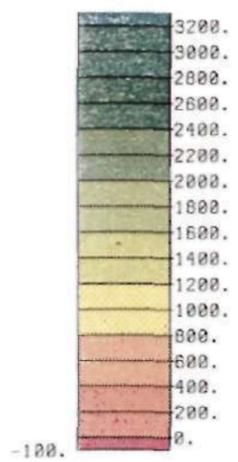


RIJKS GEOLOGISCHE DIENST - HAARLEM
 PROGRAMMA: TGDO - PROJECT: ERAM

ANLAGE A.1 - 1 : 550.000

BASIS UNTERER BUNTSANDSTEIN
 CONTOURINTERVALL: 200 M
 BESCHRIFTUNG DER CONTOURLINIEN: * 100 M NN
 PROJEKTION: UTM-9; ELLIPSOID: HAYFORD 1909

SCALE	DATE RR / JK	DATE 04-DEC-96
BRUNNEN		



9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'

RIJKS GEOLOGISCHE DIENST - HAARLEM
PROGRAMMA: TGDO - PROJECT: ERAM
ANLAGE A.2 - 1 : 550.000
BASIS MITTLERER BUNTSANDSTEIN
CONTOURINTERVALL: 200 M
BESCHRIFTUNG DER CONTOURLINIEN: * 100 M NN
PROJEKTION: UTM-9; ELLIPSOID: HAYFORD 1909

SCALE	DRAWN RR / JK	DATE 04-DEC-96
DRAWN		

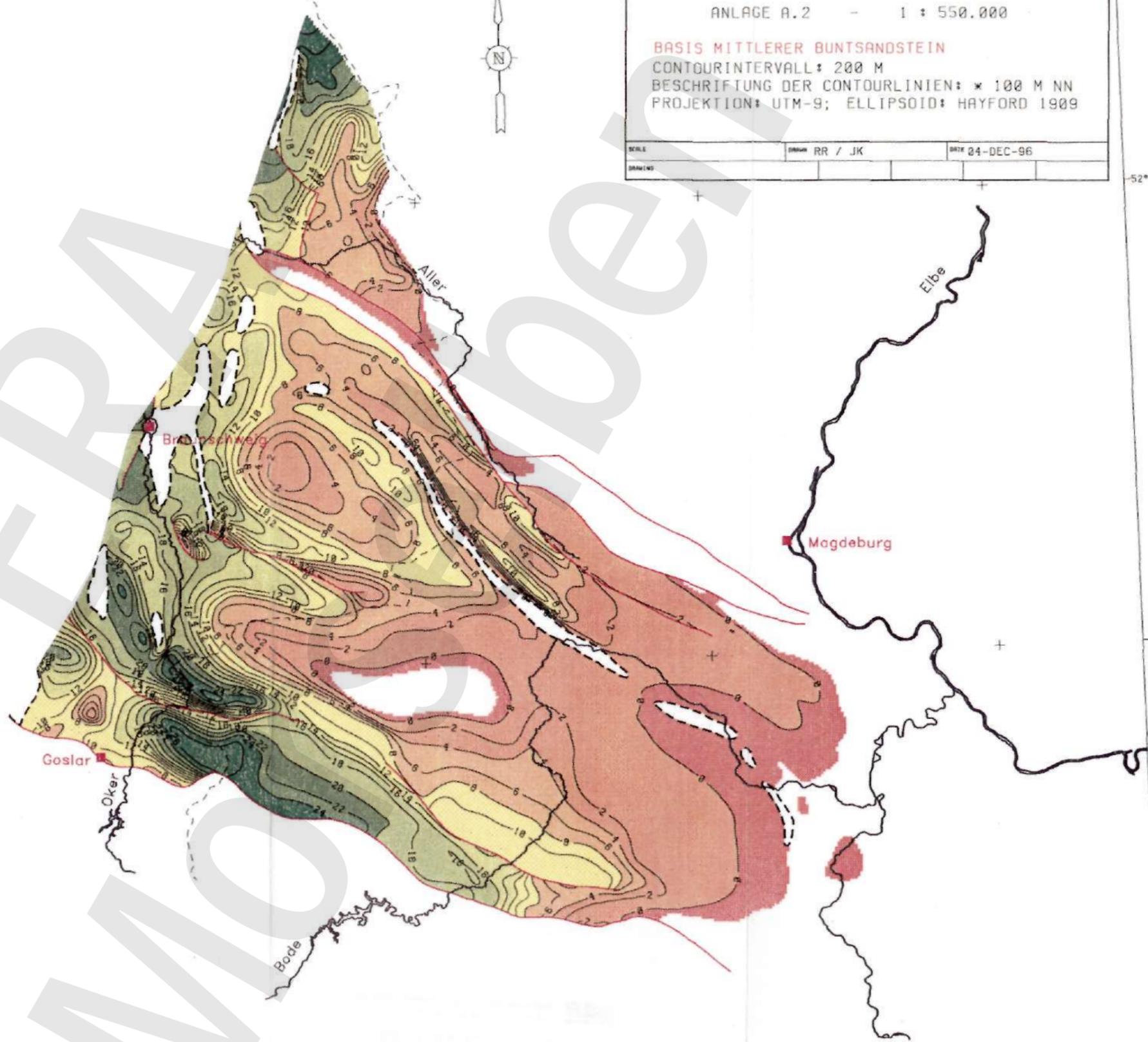
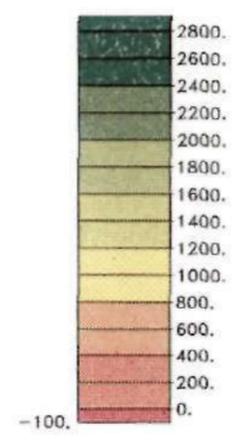


52°30'

52°00'

52°30'

52°00'



9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'

9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'

RIJKS GEOLOGISCHE DIENST - HAARLEM
PROGRAMMA: TGDD - PROJECT: ERAM

ANLAGE A.3 - 1 : 550.000

BASIS ROET
CONTOURINTERVALL: 200 M
BESCHRIFTUNG DER CONTOURLINIEN: * 100 M NN
PROJEKTION: UTM-9; ELLIPSOID: HAYFORD 1909

SCALE	DAWI RR / JK	DATUM 04-DEC-96
OPM. 1		

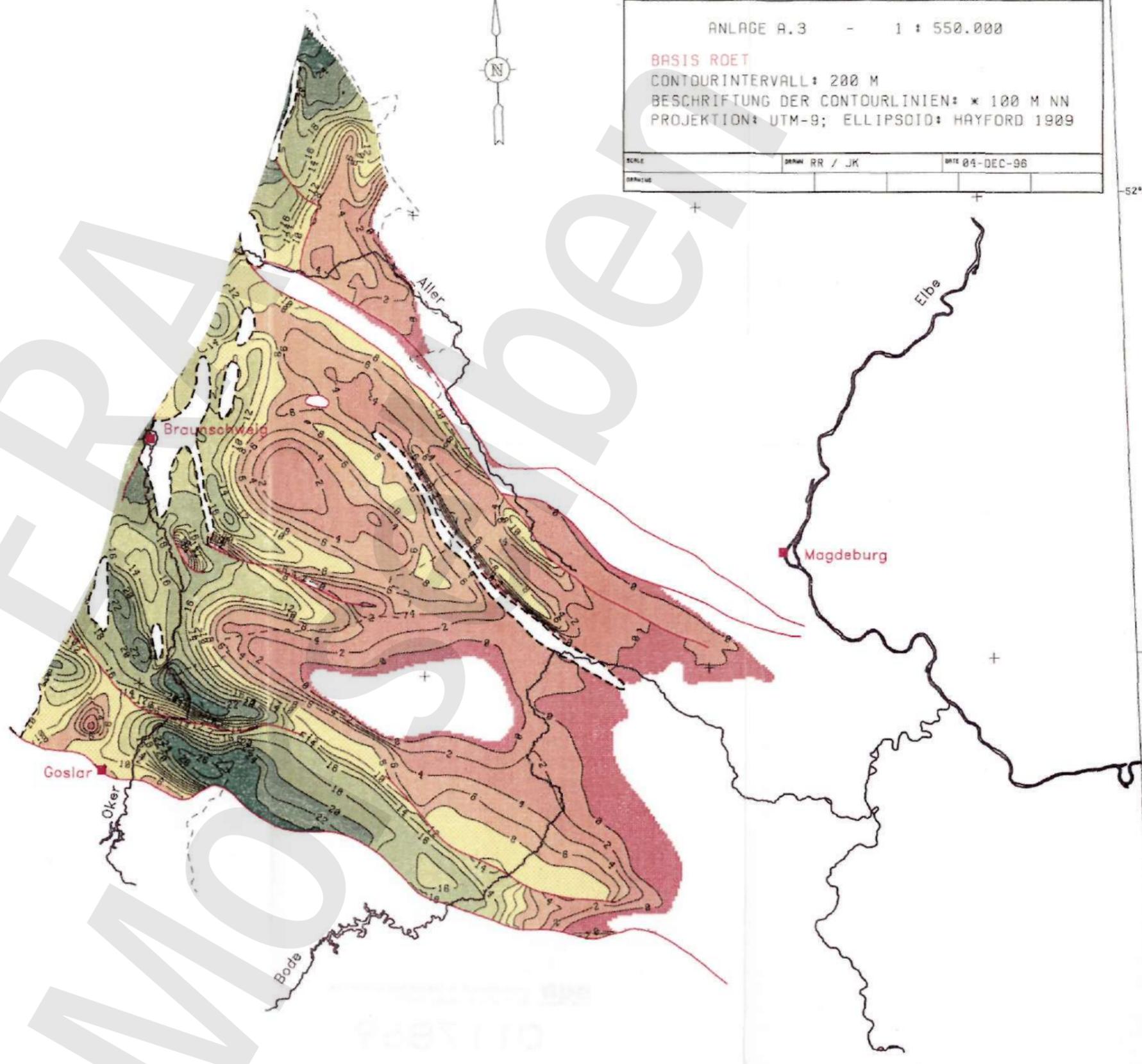
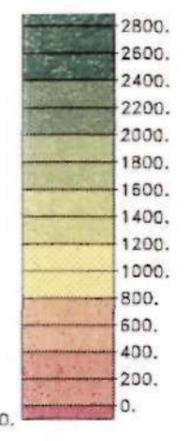


52°30'

52°00'

52°30'

52°00'



9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'

9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'

RIJKS GEOLOGISCHE DIENST - HAARLEM
PROGRAMMA: TGDO - PROJECT: ERAM

ANLAGE A.4 - 1 : 550.000

BASIS RAET
CONTOURINTERVALL: 200 M
BESCHRIFTUNG DER CONTOURLINIEN: x 100 M NN
PROJEKTION: UTM-9; ELLIPSOID: HAYFORD 1909

SCALE	DRAWN RR / JK	DATE 04-DEC-96
DRAWING		

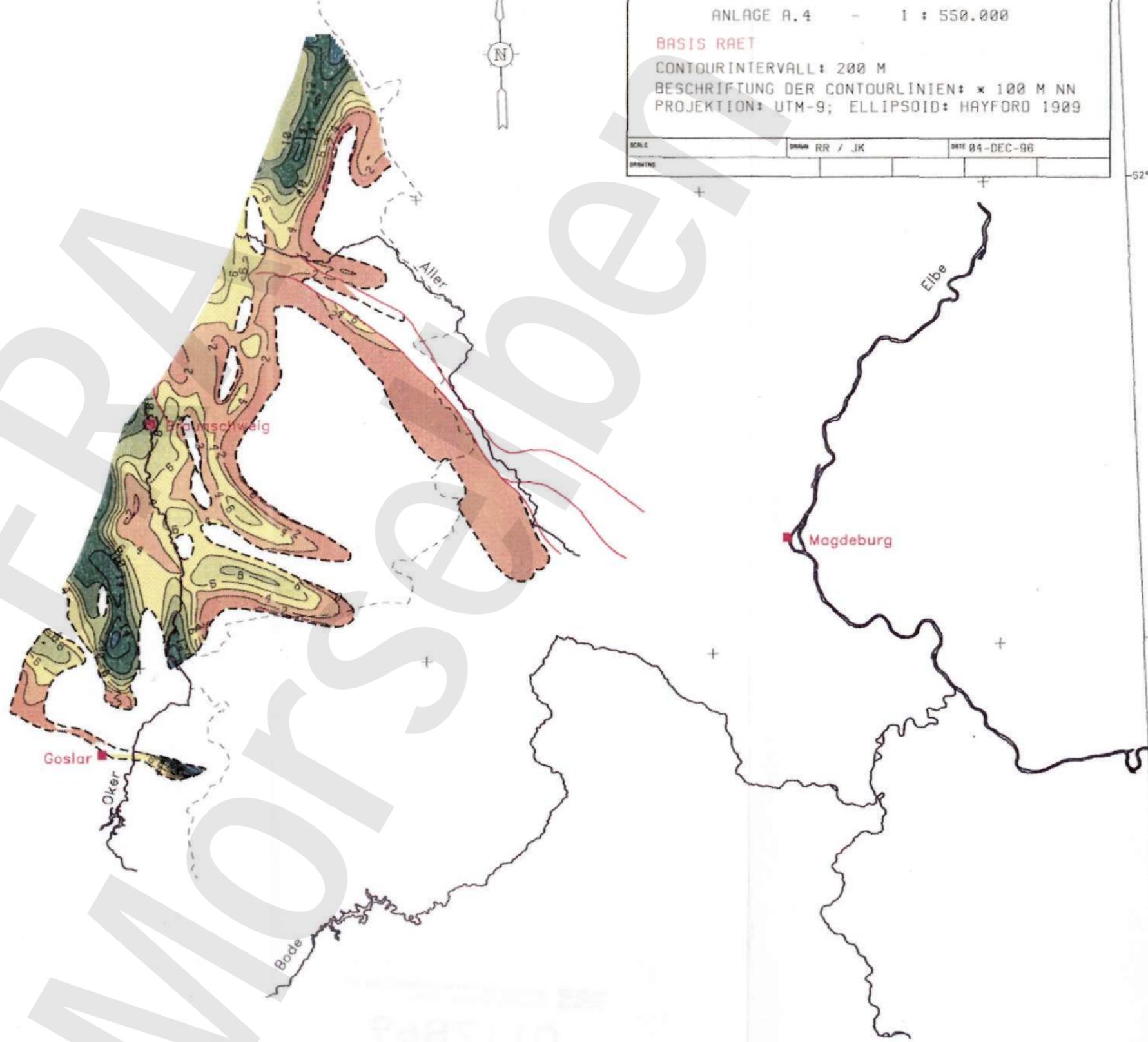
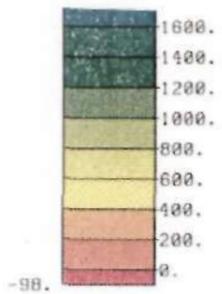


52°30'

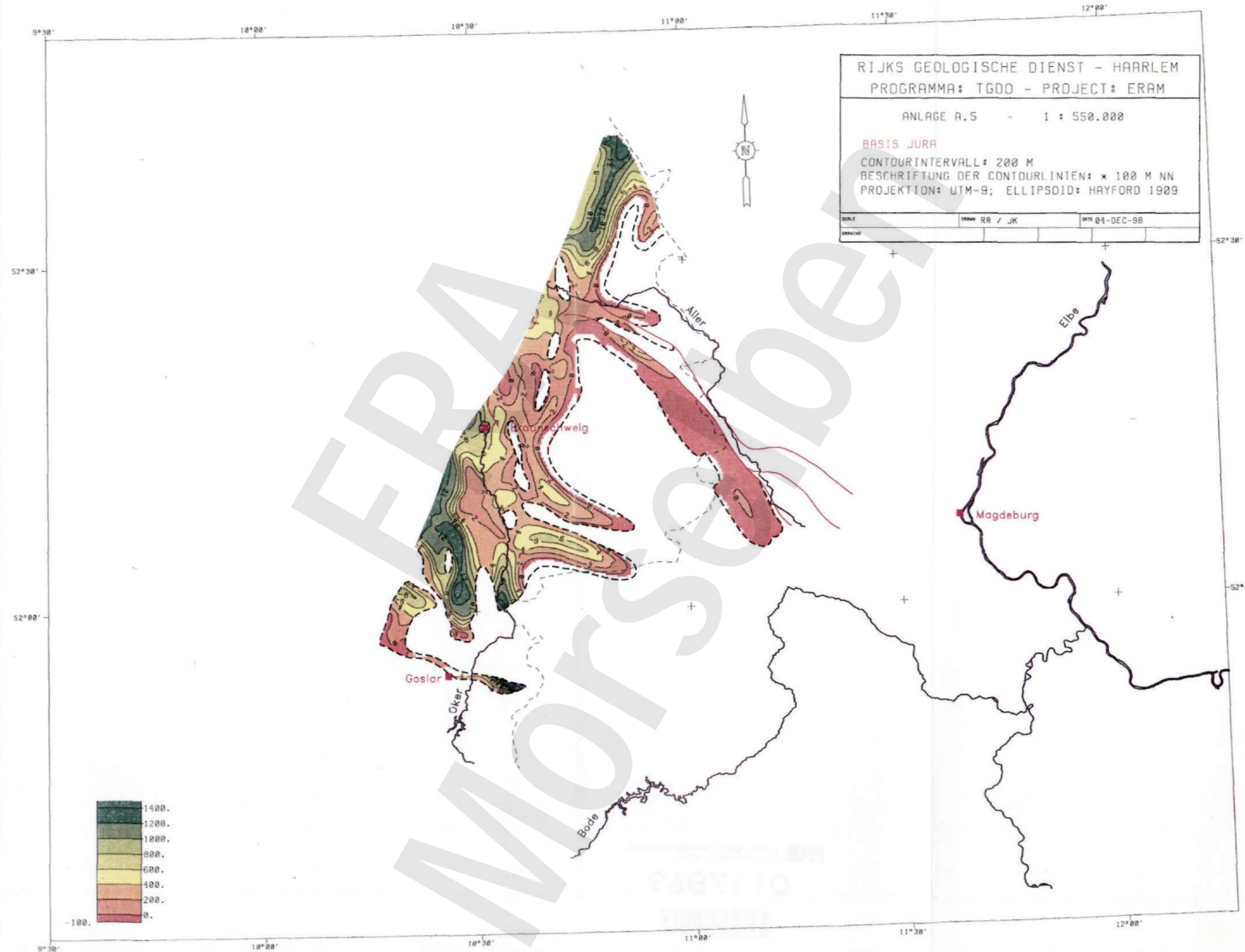
52°00'

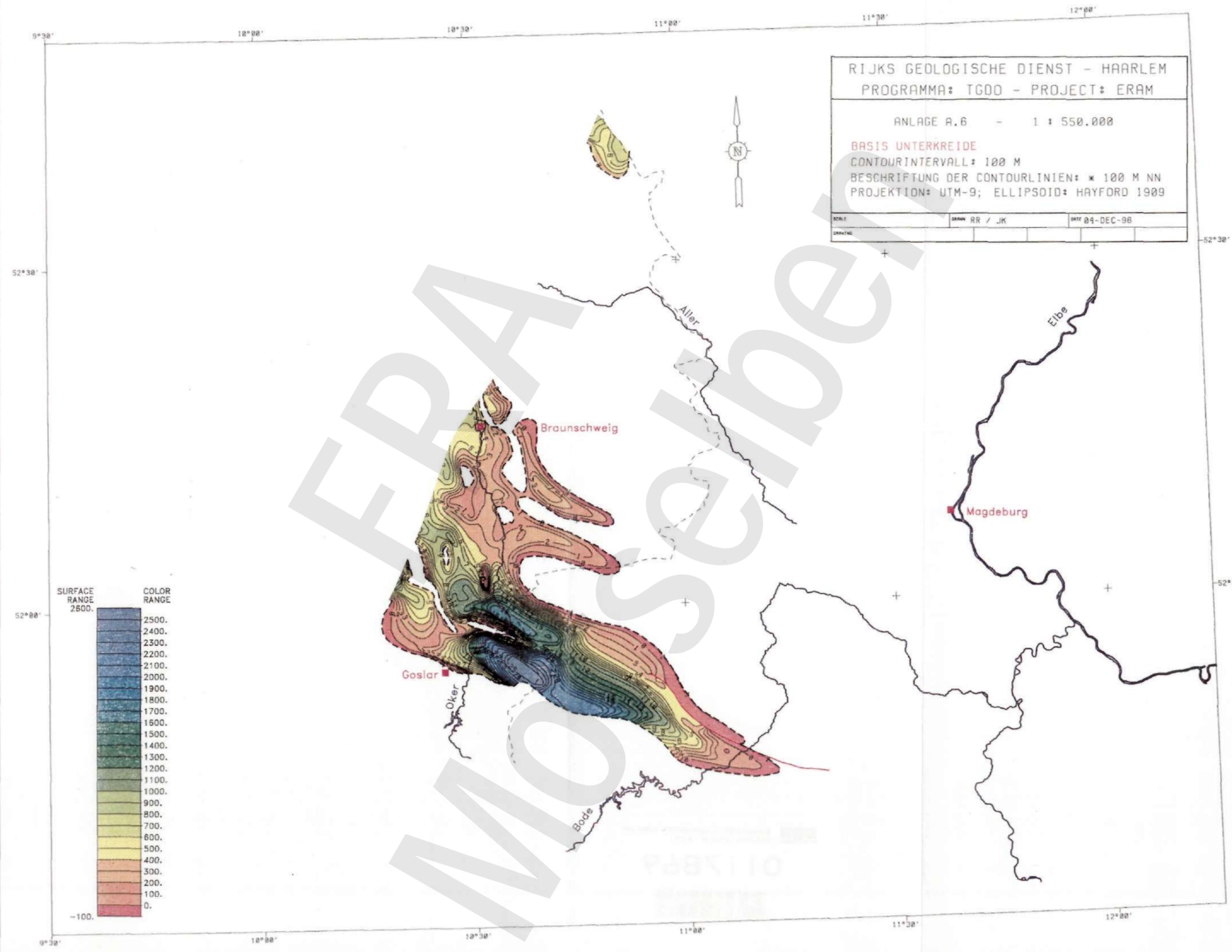
52°30'

52°00'



9°30' 10°00' 10°30' 11°00' 11°30' 12°00'



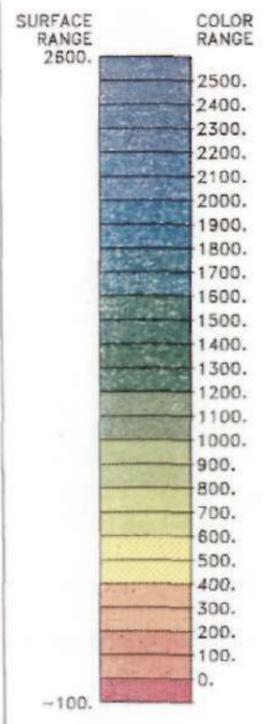


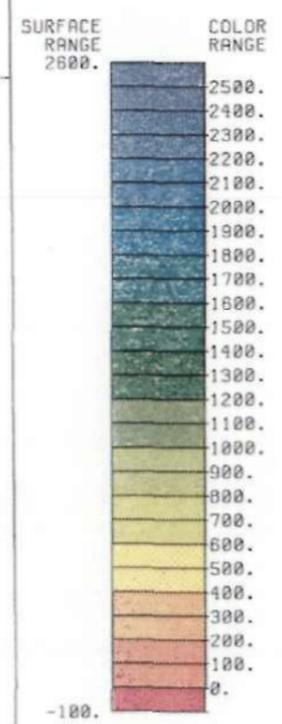
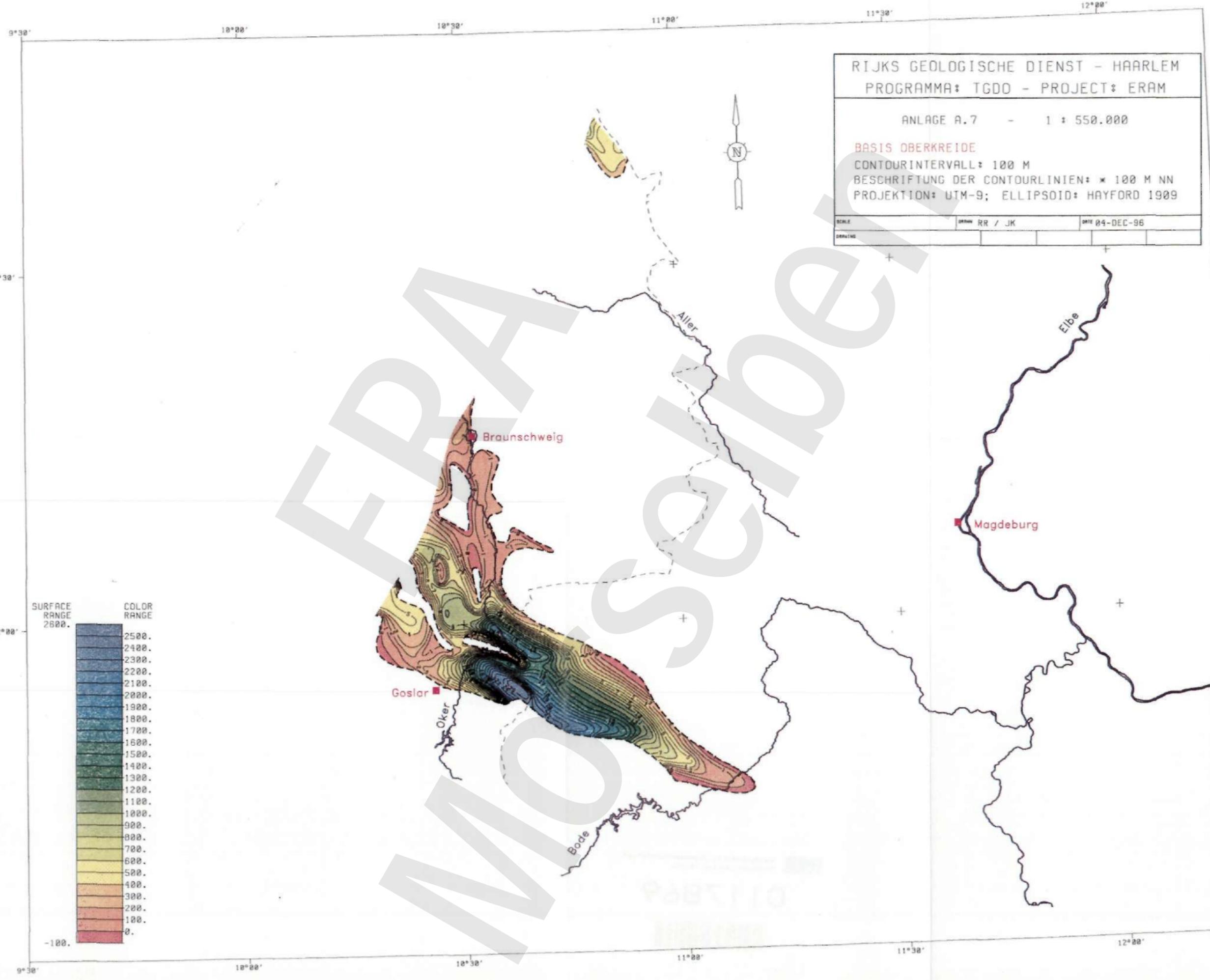
RIJKS GEOLOGISCHE DIENST - HAARLEM
 PROGRAMMA: TGDD - PROJECT: ERAM

ANLAGE A.6 - 1 : 550.000

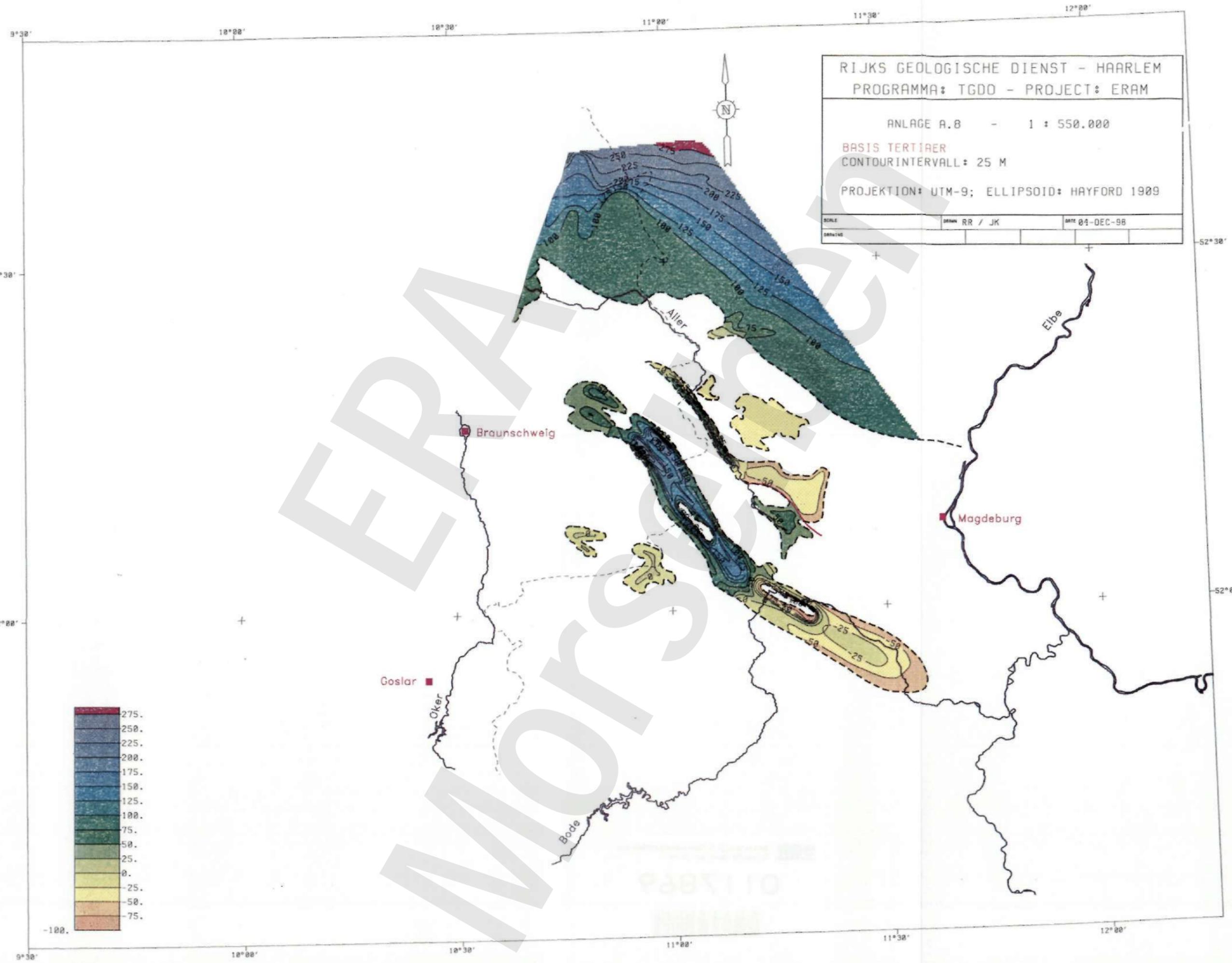
BASIS UNTERKREIDE
 CONTOURINTERVALL: 100 M
 BESCHRIFTUNG DER CONTOURLINIEN: * 100 M NN
 PROJECTIE: UTM-9; ELLIPSOID: HAYFORD 1909

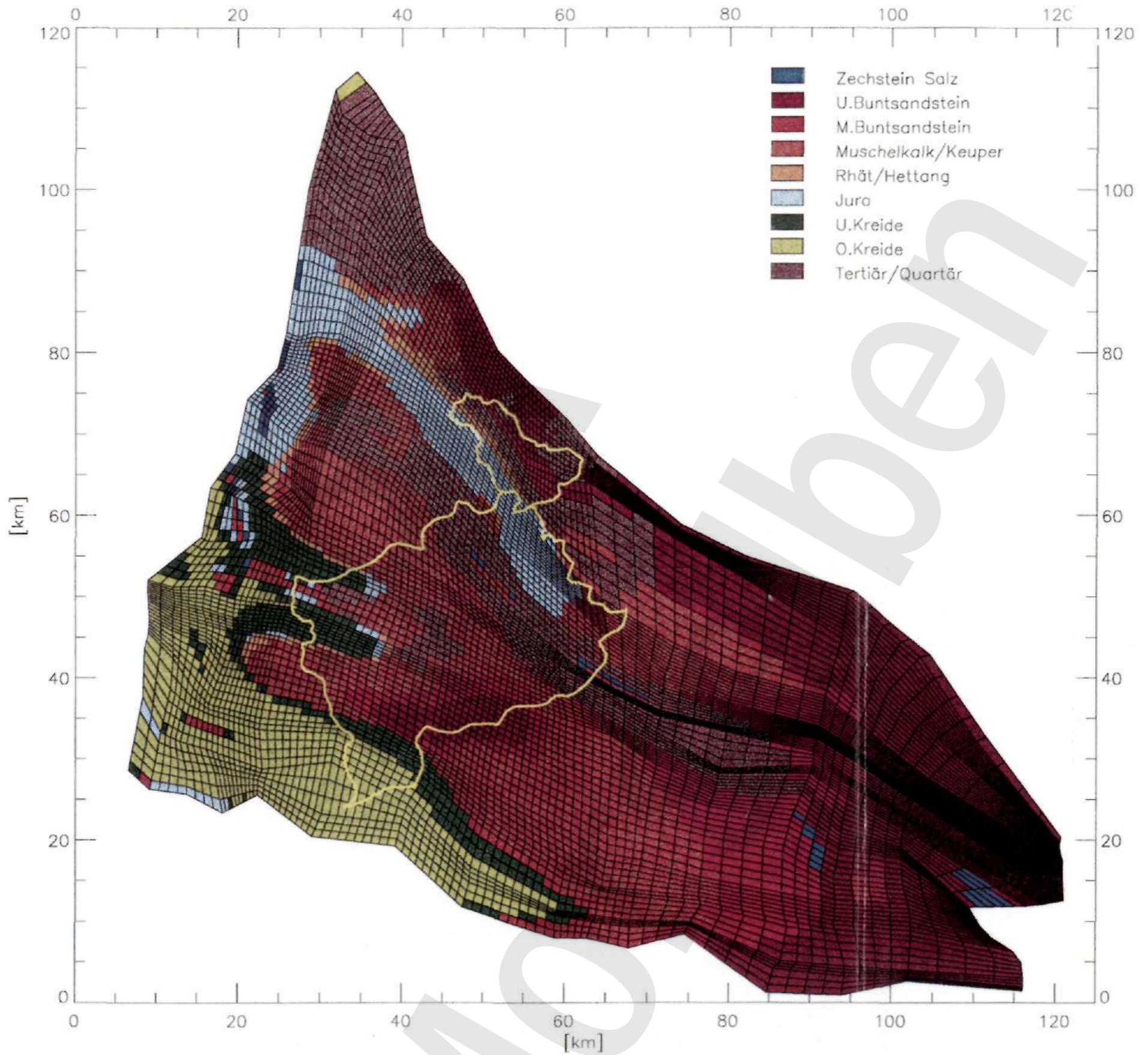
SCALE	DRAWN RR / JK	DATE 04-DEC-96
DRAWING		



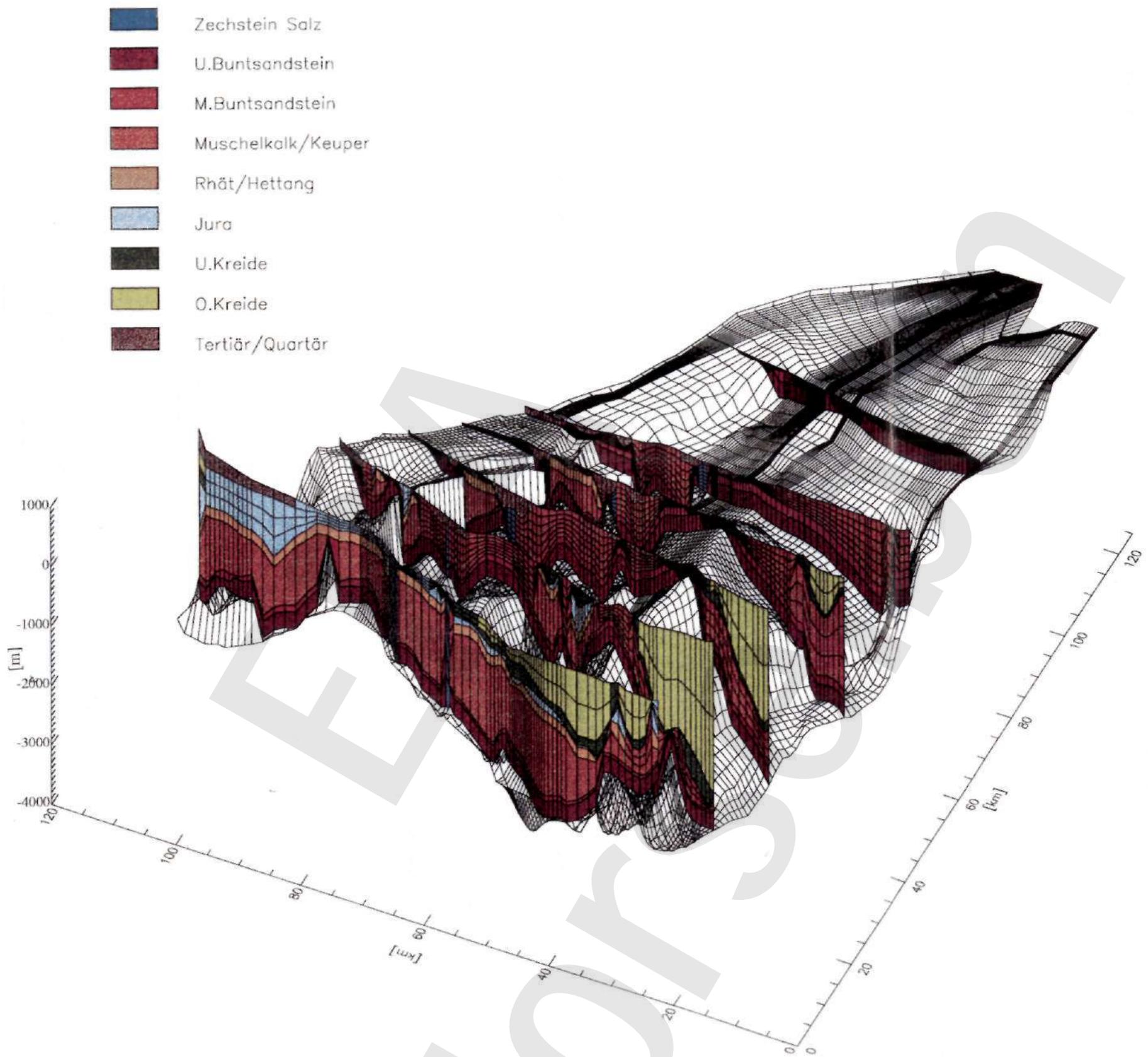


FRA MO Seiden

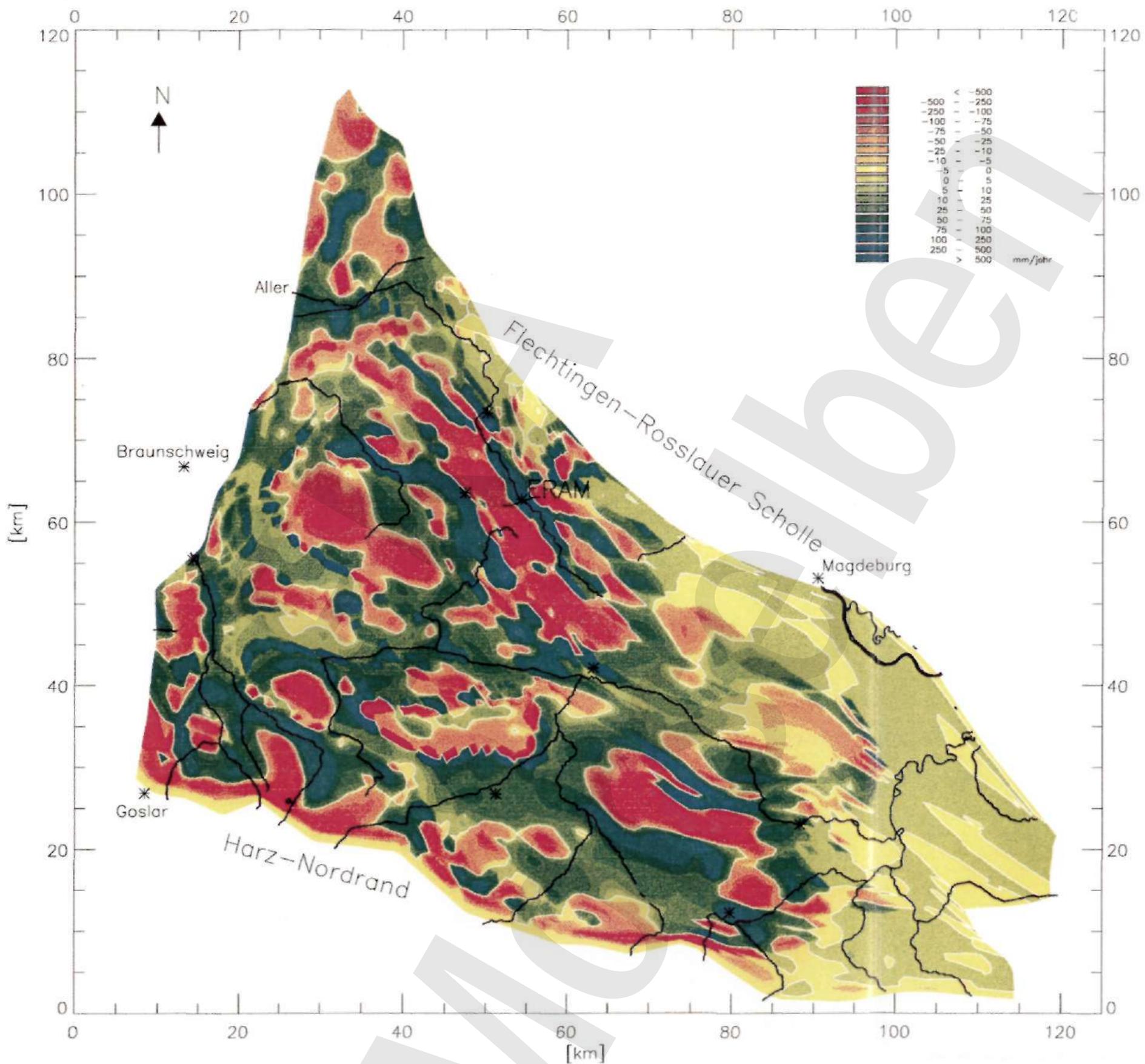




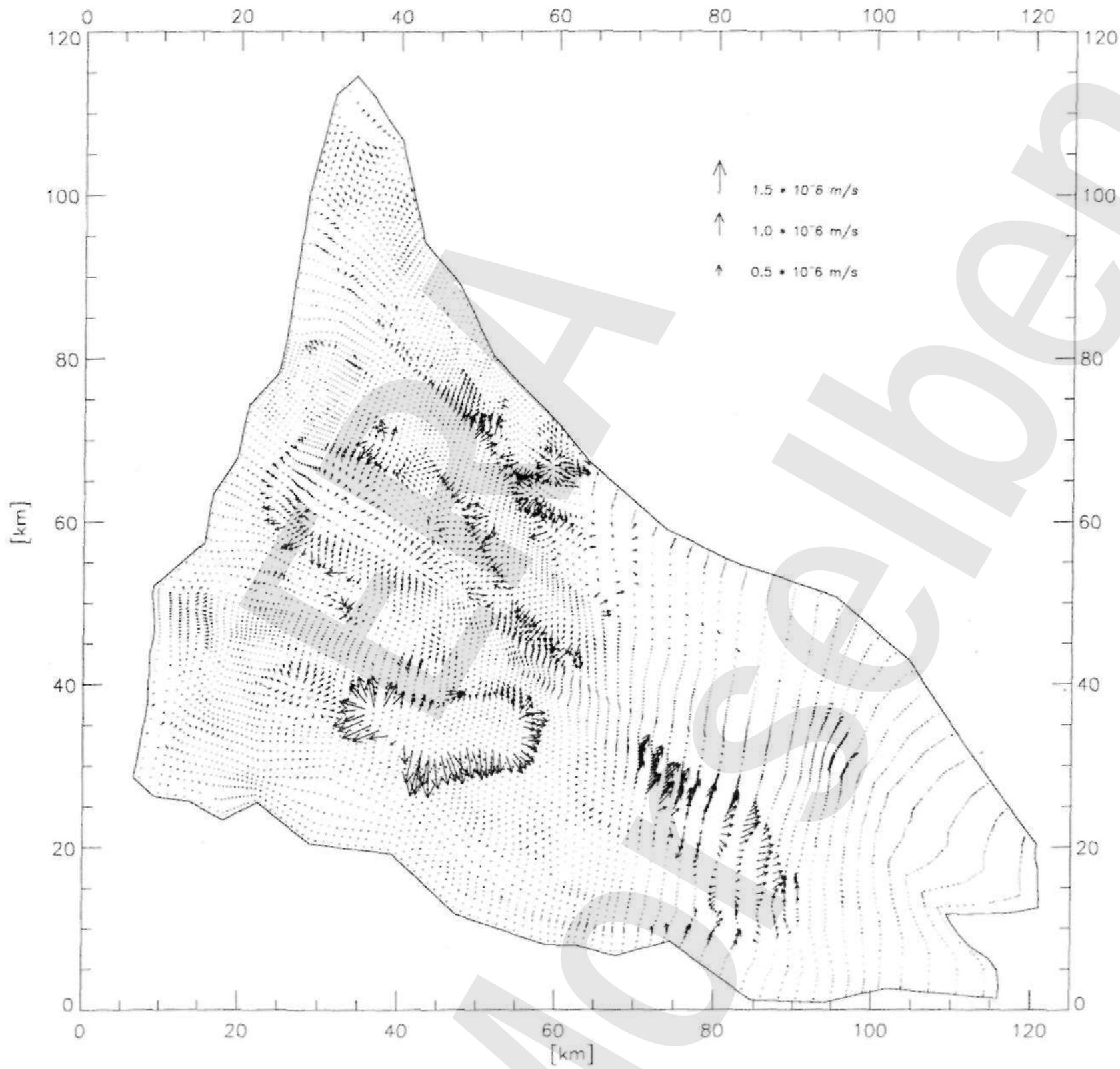
Anlage B.1: Modellgitter und Einheiten des regionalen Grundwassermodells. Gelbe Linien sind die Grenze der Strömungsgebiete der Aller und des großen Bruch.



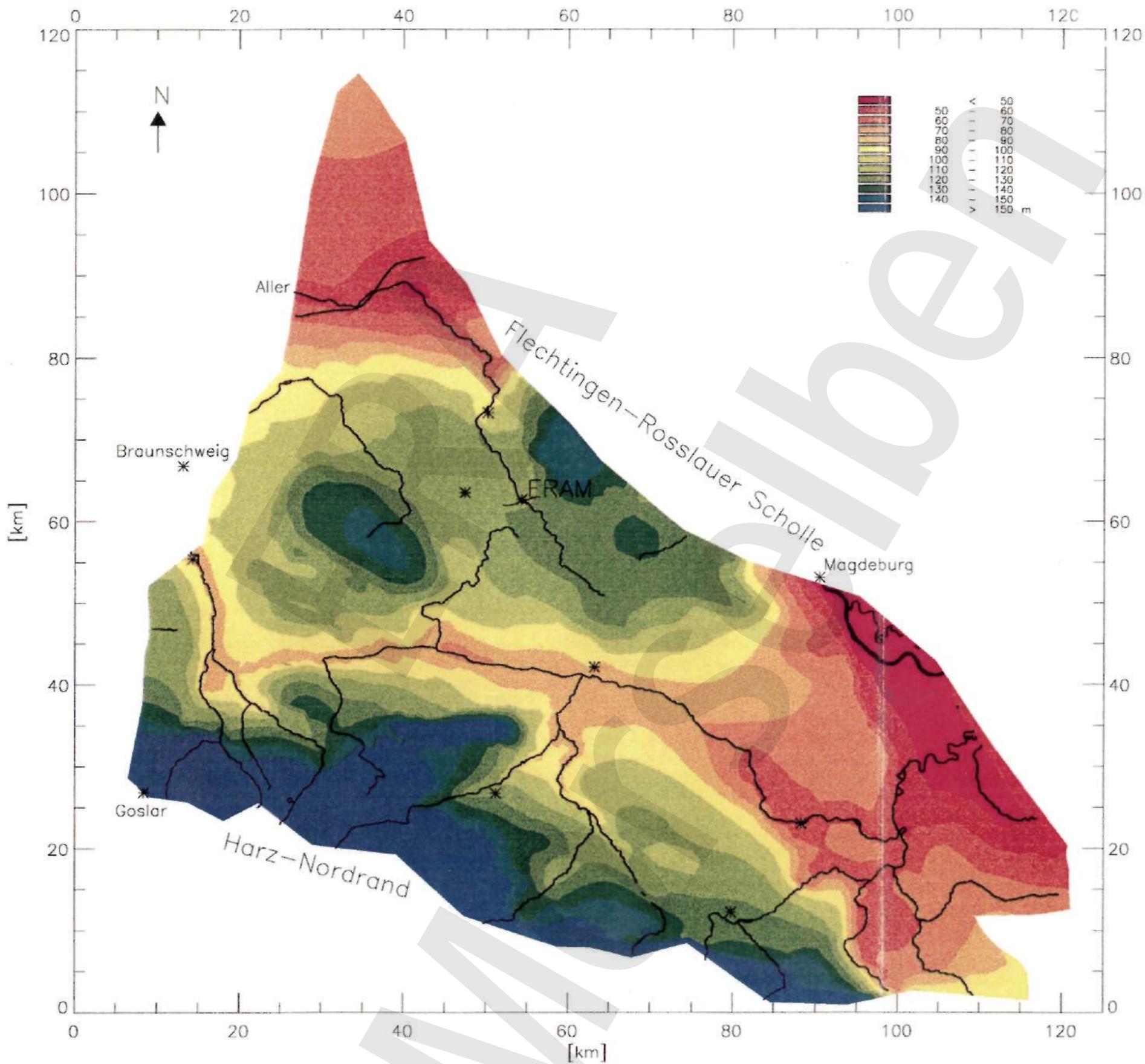
Anlage B.2: Vertikale Profile durch das Modellgitter des regionalen Grundwassermodells.



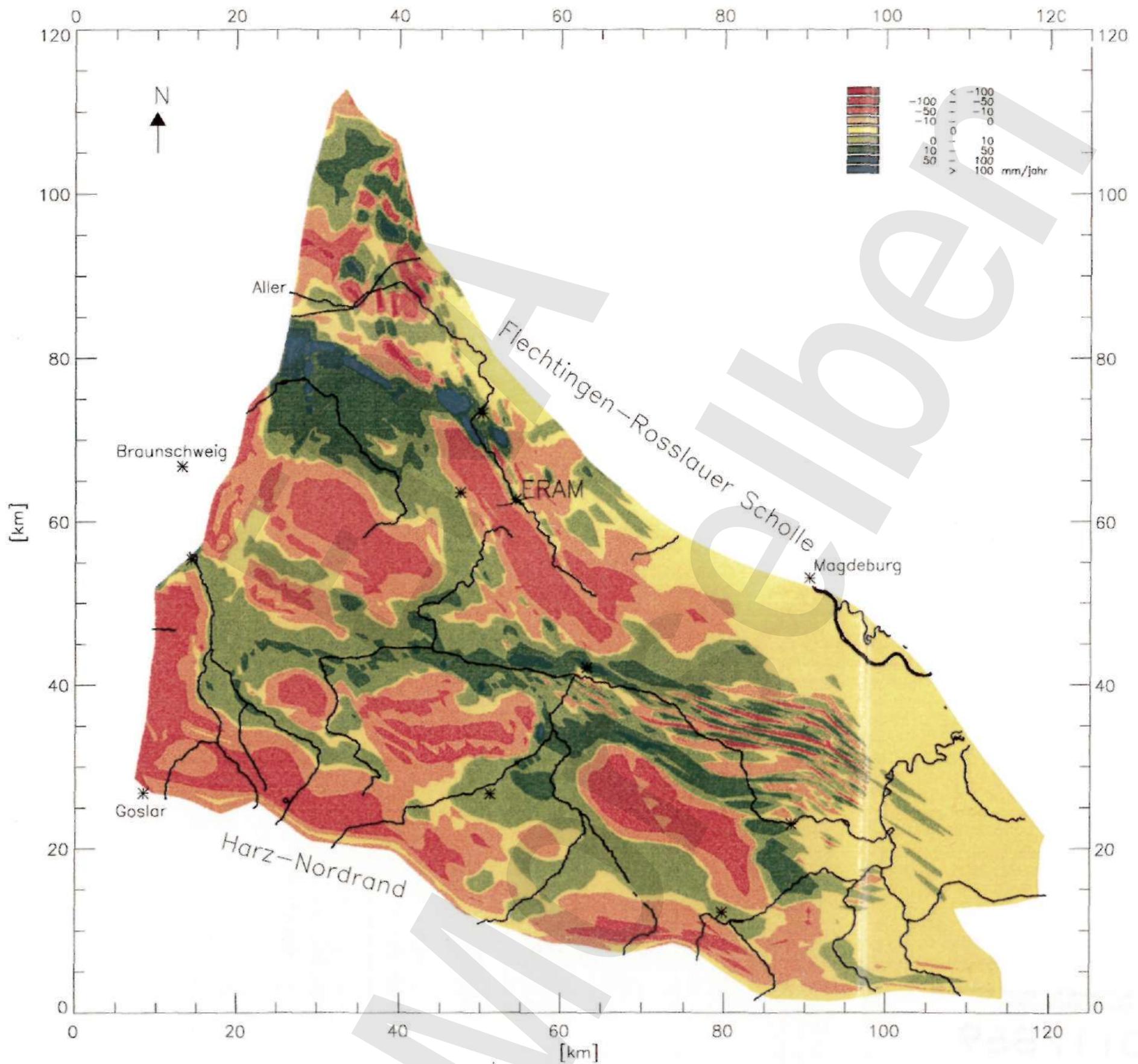
Anlage B.3: Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild A.
Infiltration ist negativ und Exfiltration ist positiv.



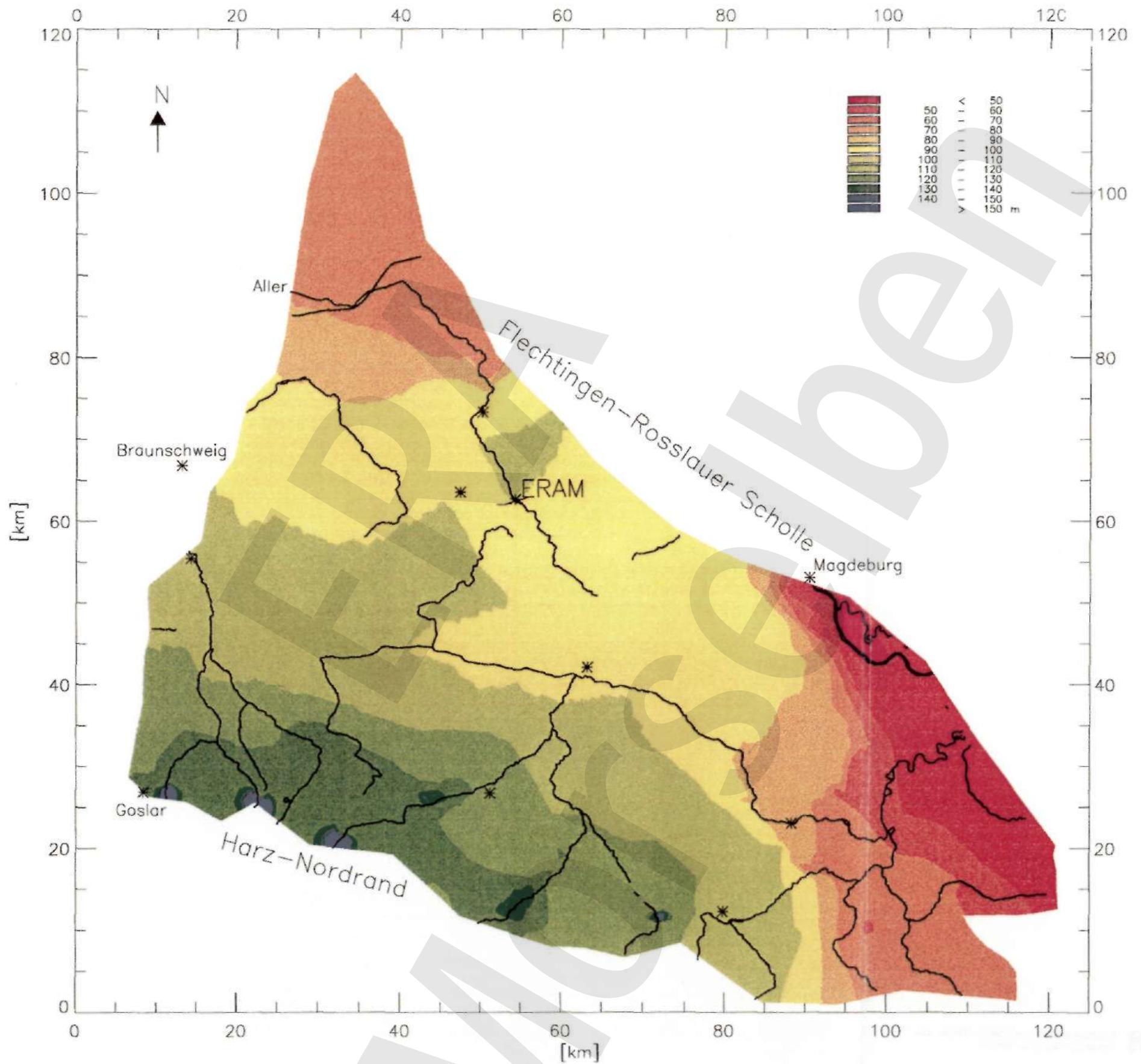
Anlage B.4: Vektoren der Grundwassergeschwindigkeit für die höchsten Gitterzellen des regionalen Grundwassermodells.



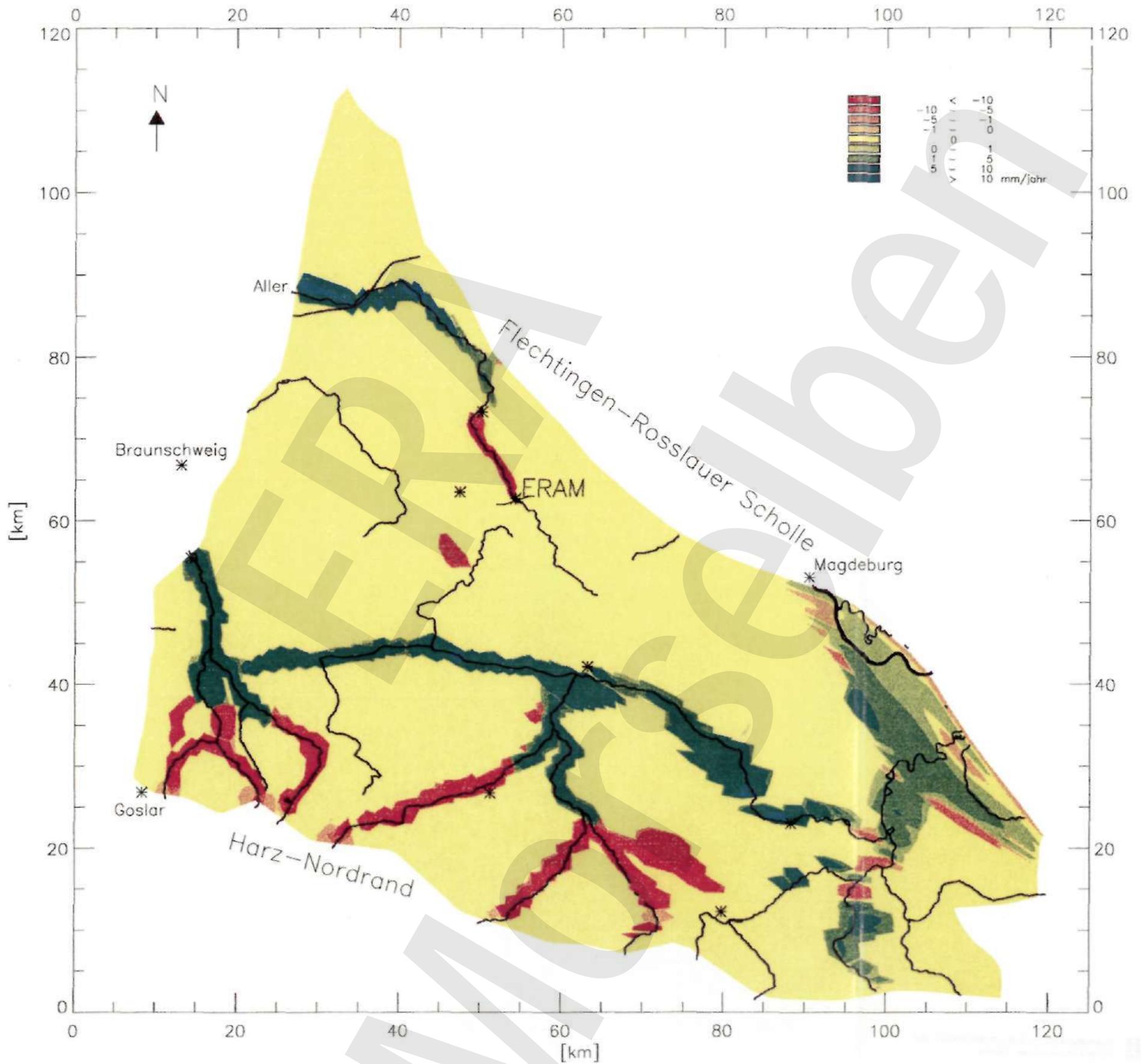
Anlage B.5 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B1.



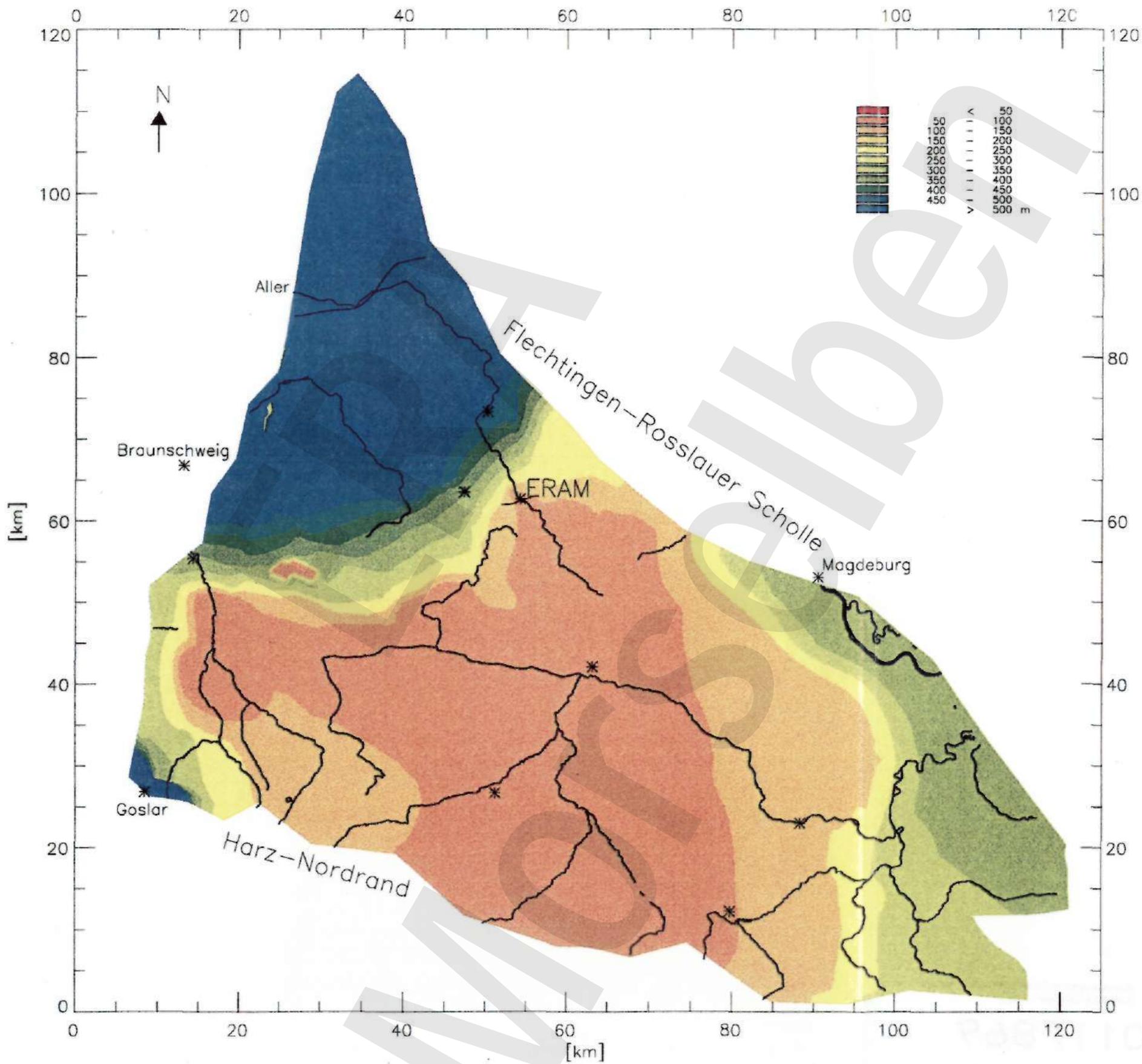
Anlage B.6 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild
Bl.



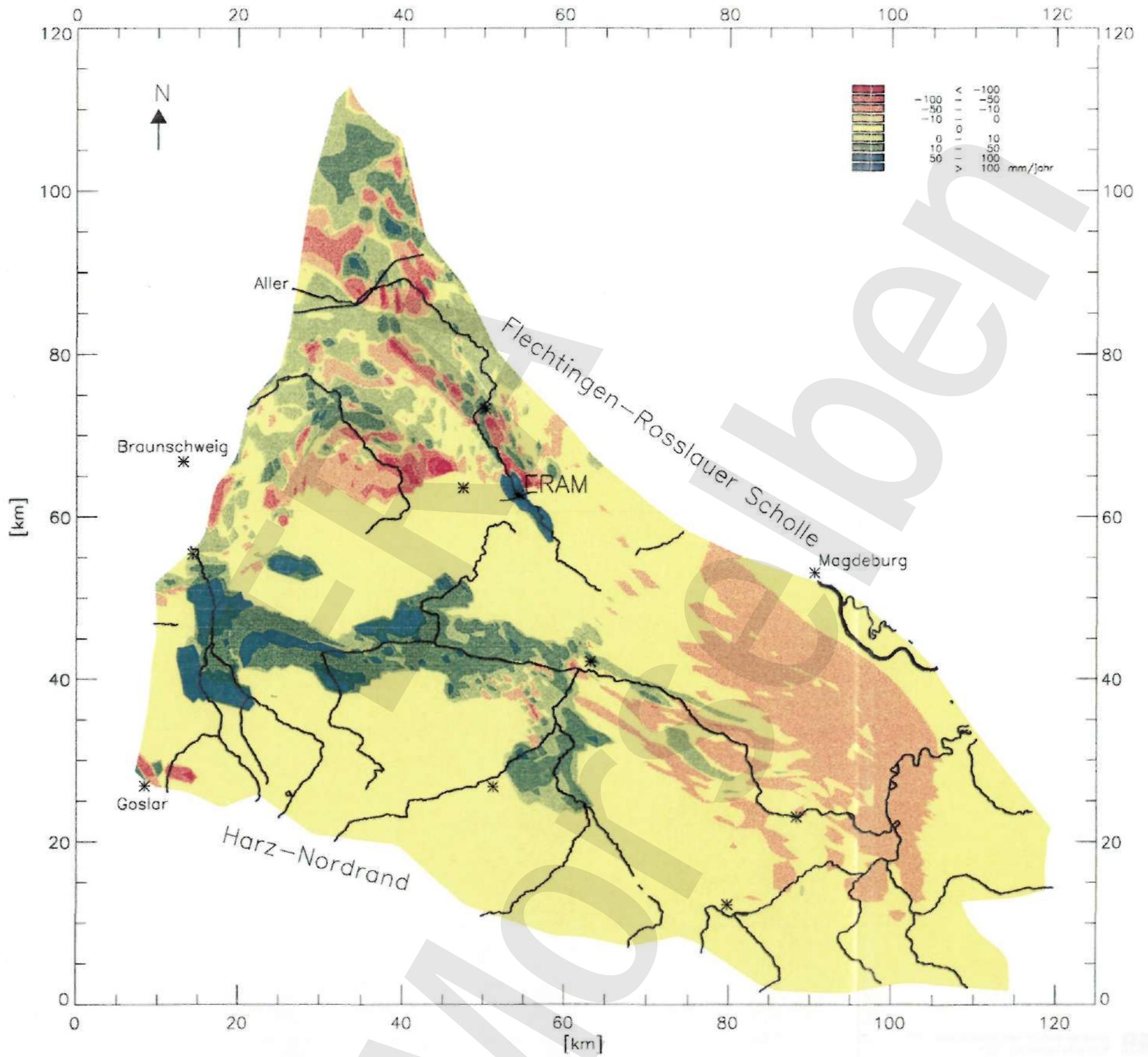
Anlage B.7 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B2.



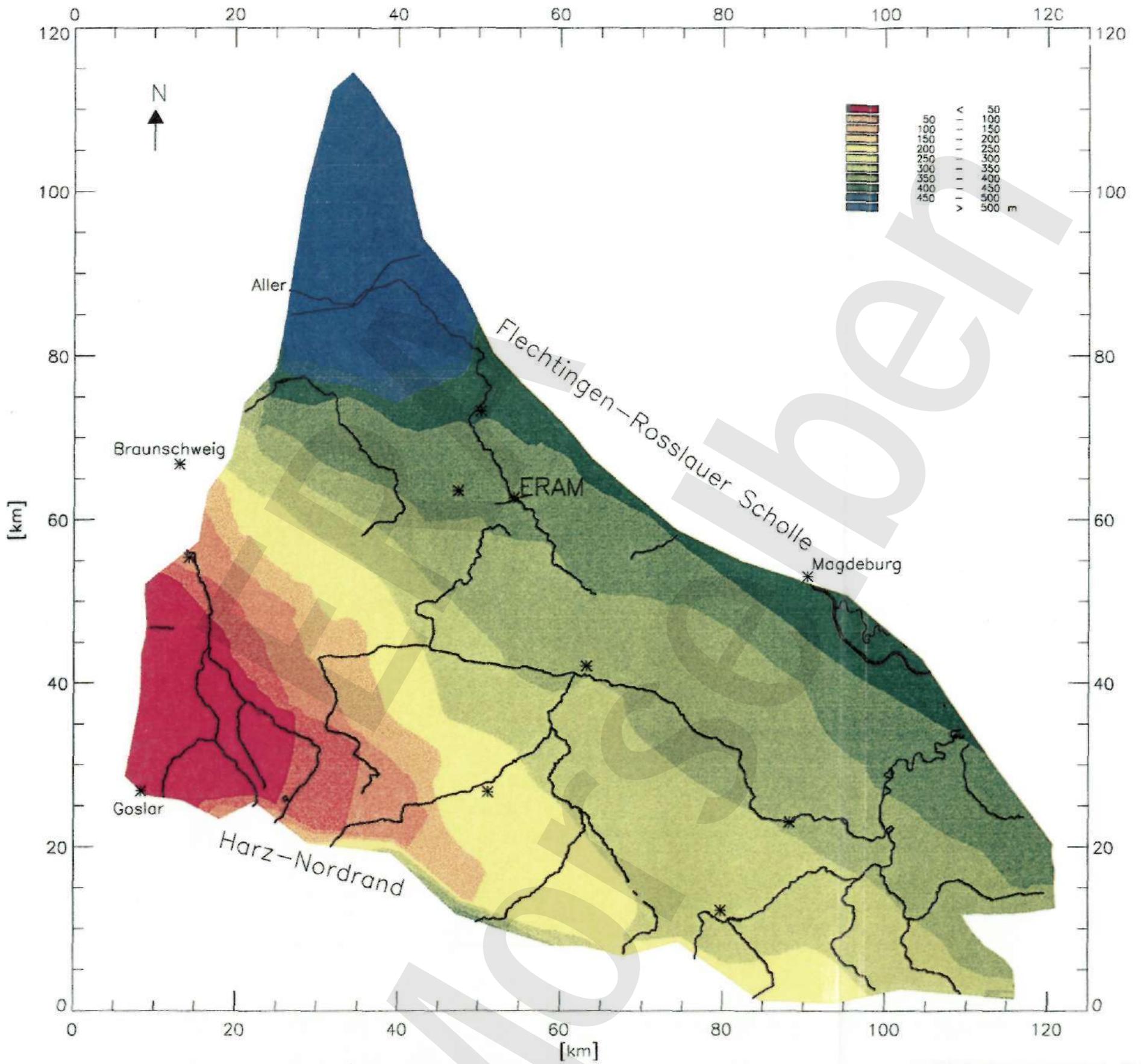
Anlage B.8 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild B2.



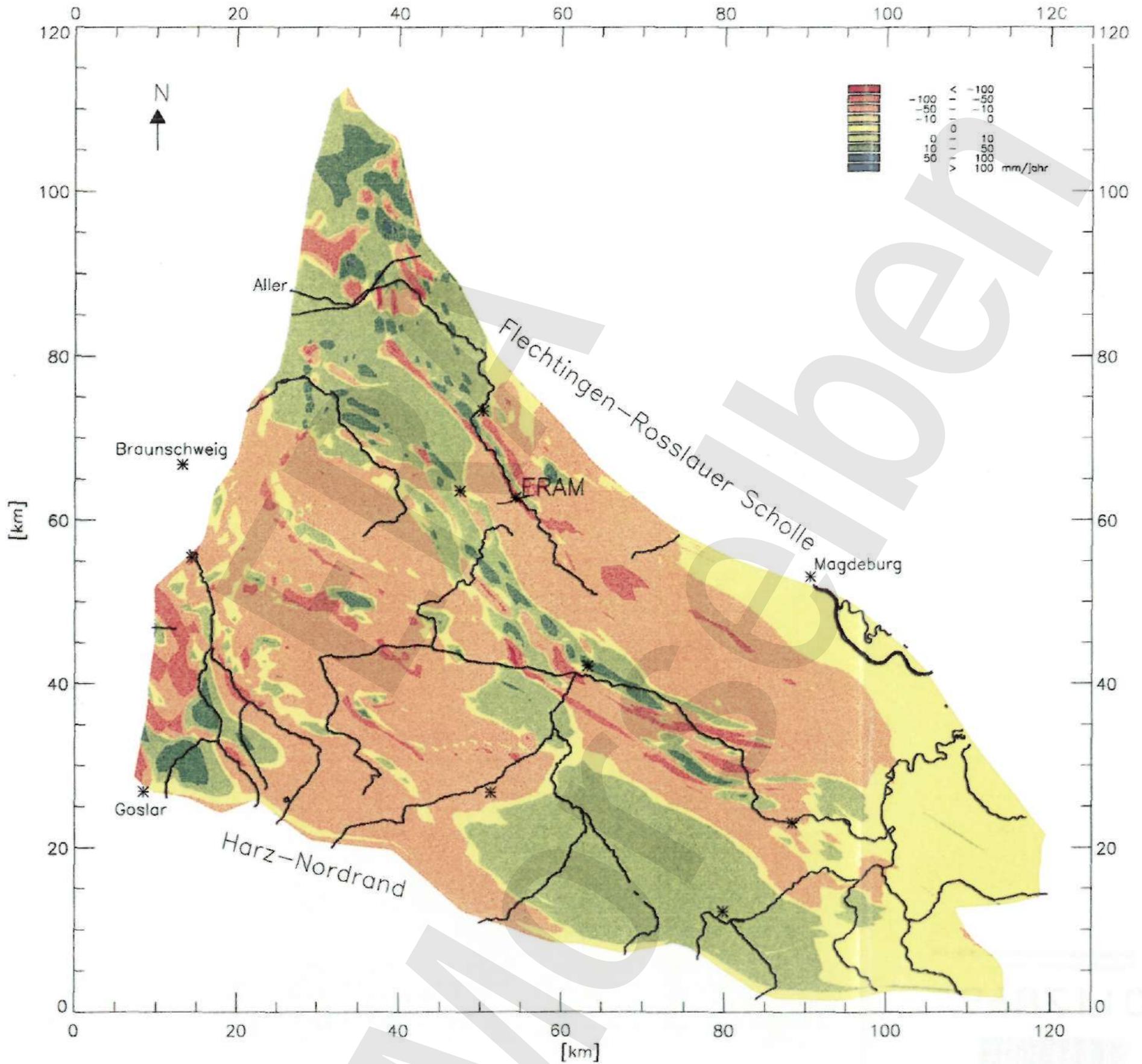
Anlage B.9 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2a.



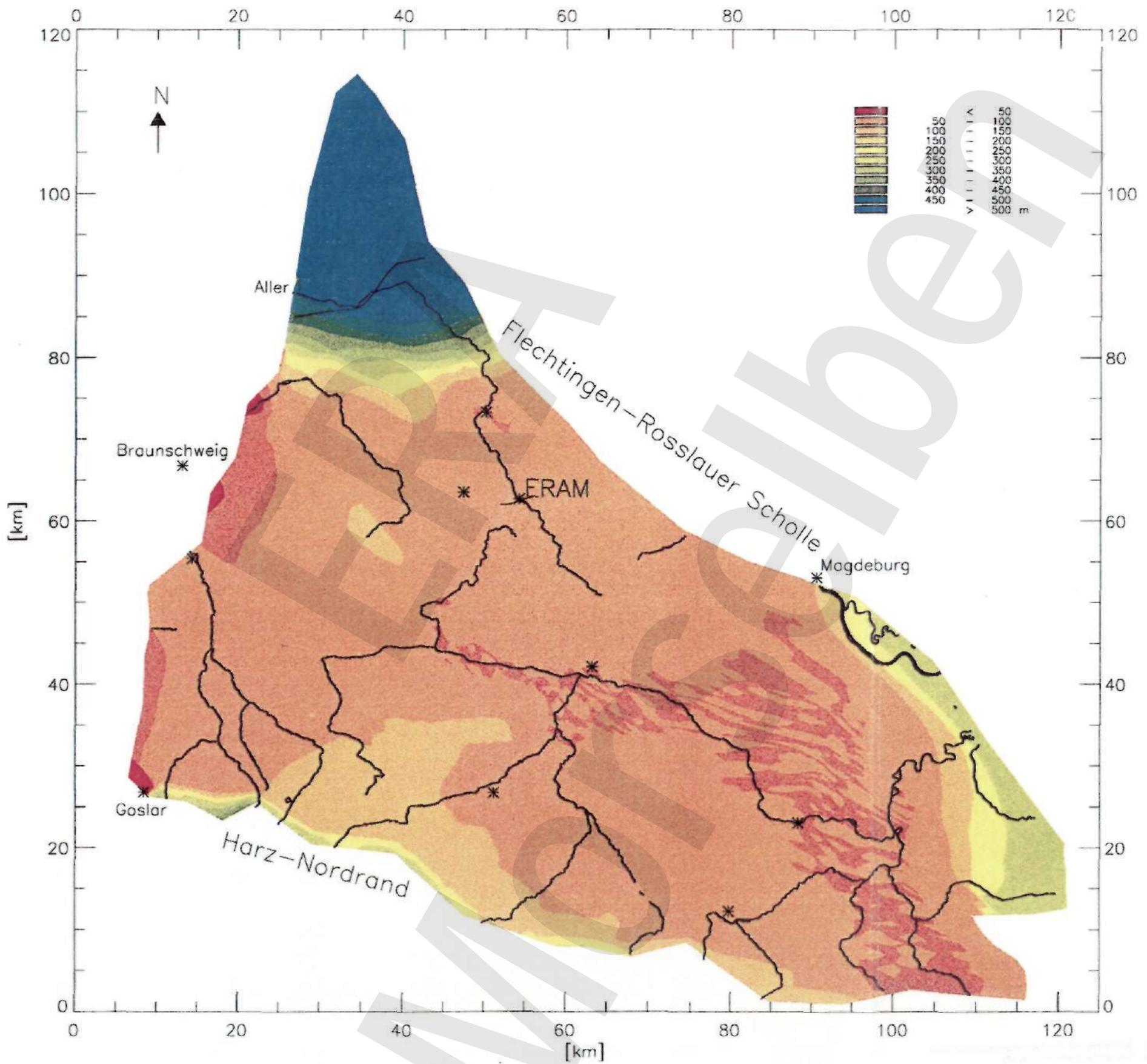
Anlage B.10 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2a.



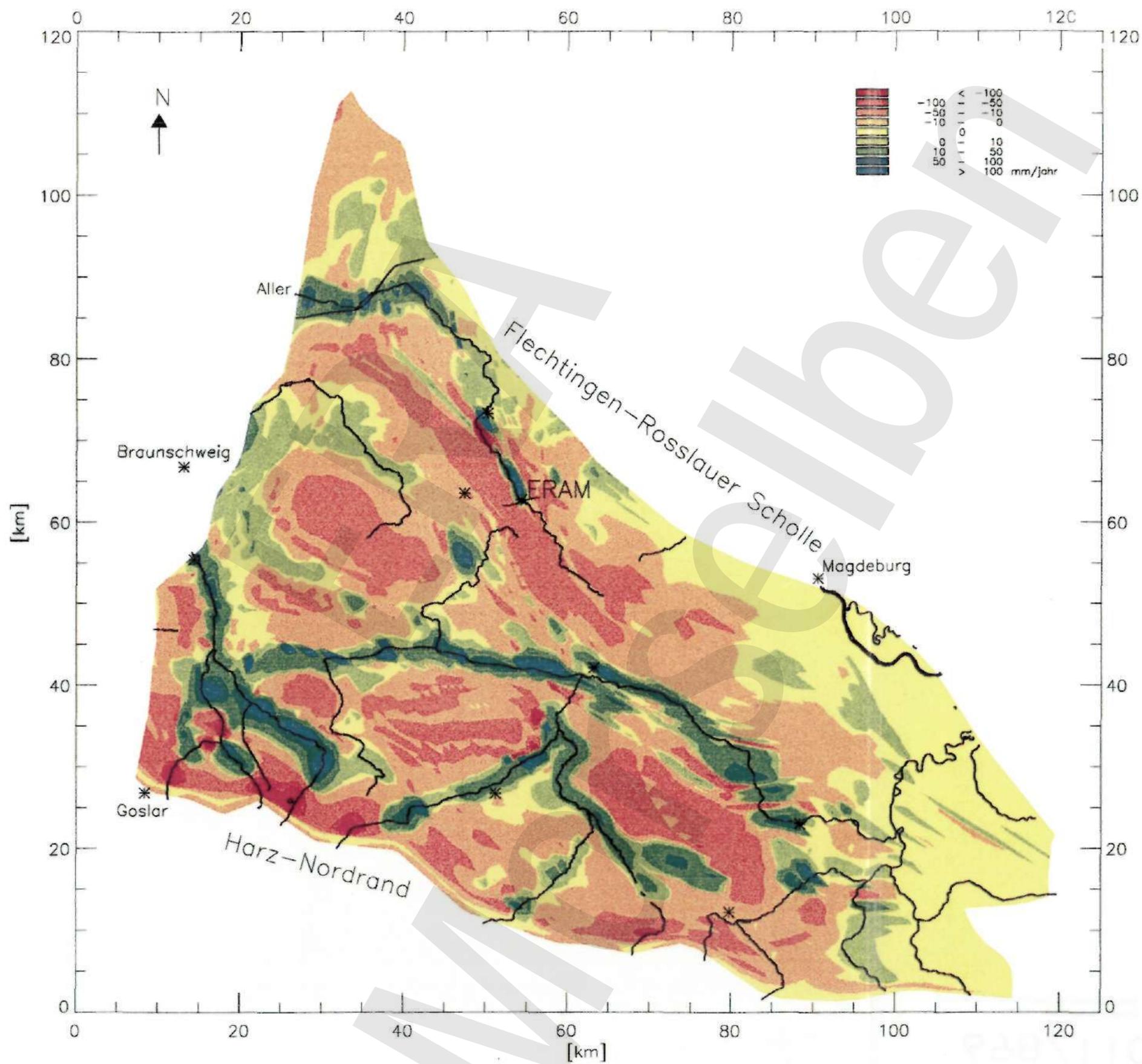
Anlage B.11 Standortshöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C.



Anlage B.12 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C.



Anlage B.13 Standrohrspiegelhöhe an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2b.



Anlage B.14 Vertikaler Fluß an der Oberseite des regionalen Modells für Klimabild C2b.