

Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik



Dissertation

zur

Erlangung des Doktorgrades

der Naturwissenschaften

(Dr. rer. nat.)

dem

Institut für Geologie und Paläontologie
des Fachbereiches Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von

Heinz-Martin Möbus

aus Frankenberg / Eder

Marburg / Lahn 2004

Vom Fachbereich Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg als Dissertation
am angenommen.

Erstgutachter: Herr Prof. Dr. W. S. Vogler

Zweitgutachter: Herr Prof. Dr. H. Prinz

Tag der mündlichen Prüfung am

Kurzfassung

Die Analyse der Lagerungsverhältnisse der allochthonen Triasschollen am Unterwerra-Grauwackensattel lässt für den Altmorschener Graben ein durch Extension gekennzeichnetes Postsalinar, ein durch gleichzeitige Kompressions- und Extensionsstrukturen geprägtes, duktil deformiertes Zechsteinsalinar sowie ein sprödes und nahezu ungestörtes Präsalinar erkennen. Die vorgefundenen Rollover-, Kipp-, Gleit- und allochthonen Triasschollen des Postsalinars sowie die extensiven Detachments und der kompressive Schuppenbau des Zechsteinsalinars werden unter Zuhilfenahme von Ergebnissen analoger Scherboxversuche palinspastisch rekonstruiert.

Das aus der Palinspastik abgeleitete tektono-mechanische Genesemodell für die saxonischen Gräben der Hessischen Senke geht von gestaffelt (*en échelon*) angeordneten Teilsegmenten konjugierter Riedelscherbrüche (R und R') bzw. Blattverschiebungen des Basements aus, über denen sich unter den Bedingungen der Transtension mehrfach duktil entkoppelte *pull apart*- Strukturen entwickeln, die sich räumlich weit über die Grenzen der verursachenden Tiefenbrüche entfalten und sich zu einem System lineamentärer, rheinischer (NNE-SSW) und herzynischer (WNW-ESE) Grabenbrüche ausdehnen. Die duktile Entkopplung findet vor allem im Werra-Anhydrit (A1) sowie in den intramesozoischen Evaporitlagern des Postsalinars statt.

Während die Bildung der saxonischen Gräben an die Jura/Kreide-Wende zu stellen ist, vollzieht sich die polyphase Hebung und Ausgestaltung des Grauwackensattel als transpressive *pop up*- Struktur an konvergenten, herzynischen Scherbrüchen von der Kreide bis ins Tertiär.

4.2.1.3.1	Graue Schichten (soGS bzw. Röt 1)	36
4.2.1.3.2	Untere Bunte Schichten (soUBS bzw. Röt 2)	36
4.2.1.3.3	Rote Schichten (soRS bzw. Röt 3)	37
4.2.1.3.4	Obere Bunte Schichten (soOBS bzw. Röt 4) und Myophorienschichten (soMS)	37
4.2.2	Muschelkalk (m)	38
4.2.2.1	Unterer Muschelkalk (mu)	38
4.2.2.1.1	Unterer Wellenkalk (muW1)	39
4.2.2.1.2	Zone der Oolithbänke (muOo)	40
4.2.2.1.3	Mittlerer Wellenkalk (muW2)	42
4.2.2.1.4	Zone der Terebratelbänke (muT)	43
4.2.2.1.5	Ooberer Wellenkalk (muW3)	44
4.2.2.1.6	Zone der Schaumkalkbänke (muS)	45
4.2.2.1.7	<i>orbicularis</i> - Schichten (muOR)	46
4.2.2.2	Mittlerer Muschelkalk (mm)	46
4.2.2.3	Ooberer Muschelkalk (mo)	47
4.2.2.3.1	Trochitenkalk (moT)	48
4.2.2.3.2	Ceratitenschichten (moC)	48
4.2.3	Keuper (k)	49
4.2.3.1	Unterer Keuper oder Lettenkeuper (ku)	49
4.3	Jüngerer Mesozoikum	49
4.4	Känozoikum	50
4.4.1	Tertiär	50
4.4.1.1	Tertiäre Sedimente und Sedimentgesteine, ungegliedert	51
4.4.1.1.1	Quarzite (t,Qz)	51
4.4.1.1.2	Relikte tertiärer Sedimente als Dolinenfüllung (t,sed)	51
4.4.1.2	Tertiäre Vulkanite (t,bas)	52
4.4.1.3	Tertiäre Schwerspatgänge (t,Ba)	53
4.4.2	Quartär (q)	55
4.4.2.1	Pleistozän (qp)	55
4.4.2.1.1	Terrassen der Gelster (qp,Gt (G))	55
4.4.2.1.2	Löß und Lößlehm (qp,Löl)	56
4.4.2.1.3	Schuttbildungen	57
4.4.2.2	Holozän (qh)	58
4.4.2.2.1	Hangrutschmassen (qp-h,x,r)	58
4.4.2.2.2	Füllung der Täler mit unebenem Talboden (qp-h,Gs,f)	59
4.4.2.2.3	Auenlehm bzw. Täler mit ebenem Talboden (qh,L,f)	59
4.4.2.2.4	Abschwemmmassen, Dolinenfüllung (qp-h,xl,z)	59
4.4.2.2.5	Anmoor (qh,H,g)	59
4.4.2.2.6	Künstliche Aufschüttung (q,h,xl,y) und Altlastenverdachtsflächen	60
4.5	Residualbildungen (A1' bzw. A')	60
4.6	Ungewöhnliche Schuttmassen ((su,sm,m),x)	61
5	Verkarstung und Pseudotektonik	63
5.1	Karbonatkarst	64

5.2	Sulfatkarst	64
5.2.1	Sulfathorizonte im Kartiergebiet	64
5.2.2	Sulfatkarsttypen.....	65
5.2.3	Sulfatkarstgebundene Erdfälle	65
5.2.4	Zechstein- bzw. Werrasulfatsubrosion im Gelände	66
5.2.4.1	Sulfatkarst an der SW-Abdachung des Grauwackensattels	67
5.2.4.2	Sulfatkarst an der NE-Abdachung des Grauwackensattels.....	69
5.2.5	Alter der Subrosionserscheinungen	70
5.2.5.1	Altersstellung der Doline im Steinbruch Orth.....	71
5.3	Atektonische Schichtenverstellung	71
5.4	Sulfatkarst-Gefährdungskarte.....	72
6	Tektonik.....	74
6.1	Der Begriff „Saxonische Tektonik“	74
6.2	Phasen saxonischer Tektonik.....	75
6.3	Charakteristika saxonischer Gräben der Hessischen Senke.....	77
6.4	Strukturgeologische Karten	80
6.5	Struktureller Bau des Unterwerrasattels und seiner weiteren Umgebung	81
6.6	Lagerungsverhältnisse im Kartiergebiet	83
6.6.1	Bau des Grauwackensattels.....	85
6.6.1.1	Sprünge und sogenannte „Sockelstörungen“	87
6.6.1.2	Neuerkenntnisse über den Bau des Grauwackensattels.....	89
6.6.2	Lagerungsverhältnisse im Gipstagebau Hundelshausen	90
6.6.2.1	Faltenbau	91
6.6.2.2	Scherbahnen, kompressiver Schuppenbau und allochthone Bröckelschieferschollen	92
6.6.2.3	Scheradern und Fiederspalten	94
6.6.2.4	Vertikalstylolithen	94
6.6.2.5	Fasergips	95
6.6.2.6	Schuttdecke bzw. ungewöhnliche Schuttmassen.....	95
6.6.2.7	Sonstige Auffälligkeiten innerhalb des Steinbruchgeländes	95
6.6.2.8	Diskussion der bisherigen Deutungen und ungeklärte Phänomene	96
6.6.3	Beschreibung der wichtigsten Explorationsbohrungen.....	97
6.7	Tektonische Stockwerksgliederung	99
6.7.1	Präsalinar (do – Ca1)	100
6.7.2	(Zechstein-)Salinar (A1 – Obere Letten)	100
6.7.3	Postsalinar (zB – j)	101
6.8	Stockwerkstektonik und tektonische Schollengliederung	102
6.8.1	Tektonik des Präsalinars	102
6.8.2	Tektonische Strukturen im (Zechstein-)Salinar.....	103

6.8.2.1	Zone mit Überschiebungen und Schichtwiederholungen	103
6.8.2.2	Detachments (subhorizontale Abscherhorizonte).....	103
6.8.2.3	Reibungsteppich.....	104
6.8.3	Schollengliederung des Postsalinar (zB-j).....	106
6.8.3.1	Horst-Schollen (autochthon bis parautochthon)	106
6.8.3.2	Rollover-Schollen (parautochthon bis autochthon).....	106
6.8.3.3	Kipp-Schollen (allochthon)	108
6.8.3.4	Gleitdecken und Gleitschollen (allochthon)	108
6.8.3.5	Allochthone Triasschollen <i>sensu strictu</i>	110
6.8.3.6	Neue Gräben und Grabenvereinigungen	113
6.8.3.7	Transfer-Störungen	114
6.8.3.8	Weitere Strukturelemente der Tektonischen Karten.....	115
6.9	Schematischer Längsschnitt.....	115
7	Deformationsverhalten von Anhydrit	117
7.1	Einführung	117
7.2	Diagenetische Umwandlung von Gips in Anhydrit.....	118
7.3	Bruchhafte und duktile Deformation	119
7.3.1	Spröde, bruchhafte Deformation	120
7.3.2	Duktile bzw. viskose Deformation.....	121
7.4	Rheologische Experimente im Labor.....	123
7.5	Fließgesetze für Anhydritgesteine	124
7.6	Druck- und Temperaturverhältnisse der Hessischen Senke.....	126
7.7	Hinweise für duktil verformten Anhydrit aus dem Gelände	127
7.8	Hinweise für duktil verformten Anhydrit aus anderen Regionen	128
7.8.1	Duktil verformte Sulfate im Faltenjura	128
7.8.2	Duktil verformte Sulfate in der Trier-Bitburger Bucht.....	129
7.9	Deutung der Geländebefunde	130
7.10	Submikroskopische Indizien für duktilen Anhydrit	132
8	Analoge Modellierung duktil entkoppelter <i>pull apart</i>- Strukturen.....	132
8.1	Tektonische Experimente – Prinzipien analogen Modellierens	133
8.2	Transtensive Sandbox-Scherversuche.....	133
8.3	Ergebnisse transtensiver Sandbox-Scherversuche.....	134
9	Modell einer mehrfach duktil entkoppelten <i>pull apart</i>- Struktur	138
9.1	Grundlagen.....	138
9.2	Bewegungsmechanismen innerhalb der tektonischen Stockwerke	139
9.2.1	Blattverschiebungen im Präsalinar	139
9.2.2	Bewegungen im Zechsteinsalinar.....	142

9.2.2.1	Duktile Entkopplung	142
9.2.3	Bewegungen im Postsalinar	143
9.3	Interpretation ausgewählter Lagerungsverhältnisse im Sinne einer mehrfach duktil entkoppelten <i>pull apart</i> - Struktur	144
9.3.1	Gipssteinbruch Hundelshausen.....	144
9.3.2	Bohrungen.....	146
9.3.3	Fazit der Interpretation der Lagerungsverhältnisse	147
10	Palinspastik der allochthonen Triasschollen.....	147
10.1	Methodik der Palinspastik.....	147
10.2	Tektono-mechanisches Modell einer mehrfach duktil entkoppelten <i>pull apart</i> - Struktur	150
10.2.1	Palinspastik mit besonderer Berücksichtigung des Postsalinars und der räumlichen Grabenausdehnung	150
10.2.2	Synoptische Palinspastik der tektonischen Verhältnisse im Gips- steinbruch Hundelshausen sowie der Bohrungen BK 29 und BK 66	155
11	Geodynamische Interpretation saxonischer Gräben (Hessische Senke)..	158
11.1	Großtektonisches Spannungsfeld.....	158
11.2	Konjugierte Riedelscherbrüche als Motor für die isochrone und gleichberechtigte Genese rheinischer und herzynischer Grabenbrüche	160
12	Regionaler Vergleich zu ähnlichen tektonischen Strukturen	162
12.1	Saxonische Gräben der engeren und weiteren Umgebung.....	162
12.1.1	Grabenzonen auf Blatt 4923 Altmorschen.....	162
12.1.2	Sontraer Graben auf Blatt 4925.....	164
12.1.3	Trimberger Graben im Osten des Unterwerrasattels	165
12.1.4	Muschelkalkschollen der Burg Ludwigstein	165
12.1.5	„Zechsteinhorste“ in herzynischen und rheinischen Gräben.....	166
12.1.6	Ohmgebirgsgrabenzonen des Eichsfeldes	166
12.1.7	Gittelder Graben am Westrand des Harzes.....	167
12.1.8	Hinweise der Geophysik und der Tiefenlinienkarte des Kupferschiefers	168
12.1.9	Bislicher Graben am Niederrhein.....	168
12.1.10	Paläogeographische Karten des salinaren Zechsteins	169
12.2	Hessische Senke versus Pfälzer Wald, Trier-Bitburger Bucht und Süddeutscher Großscholle	169
12.3	Unterwerra-Antiklinale als post-jungkimmerische Transpressionsstruktur....	170
13	Übersicht der tektonischen Prozesse am Unterwerrasattel	172
14	Zusammenfassung	177
15	Literaturverzeichnis.....	181

Abbildungsverzeichnis

- Abb. 3.1: Geographische Lage des Kartiergebiets
Abb. 3.2: Geologische Übersicht
Abb. 4.1: Schematischer Aufbau der Zechsteinschichten im Kartiergebiet
Abb. 4.2: Makrogefüge von Sulfatgesteinen
Abb. 4.3: Bänderanhydrit, dominoartig zerschert
Abb. 4.4: Gradierte Brekzie aus Intraklasten
Abb. 4.5: Fast idiomorphe, dunkelgraue Gipsporphyroblasten in Anhydrit
Abb. 4.6: Sandstein des Bröckelschiefers mit Fasergips
Abb. 4.7: Schematisches Profil des Mittleren Buntsandsteins
Abb. 4.8: Tempestidischer Bio-Oo-Intra-Sparit
Abb. 4.9: Dolinenfüllung mit Resten tertiärer Sedimente
Abb. 4.10: Baryt-Trümer in Weißliegendesandstein
Abb. 4.11: Ungewöhnlichen Schuttmassen am Ostrand des Gipsbruches
Abb. 4.12: Detailaufnahme der ungewöhnlichen Schuttmassen auf A1
Abb. 5.1: Subrosionserscheinungen am Zechsteinausbiss
Abb. 5.2: Erdfall mit Nachbruch am Roggenbergs
Abb. 6.1: Entwicklung von Scherstrukturen in Deckschichten
Abb. 6.2: Unterwerrassattel aus der GÜK 300.000 Hessen
Abb. 6.3: Abschiebung mit Kulmination und seitlichem Ausklingen
Abb. 6.4: Klassifikation von Mineraladern
Abb. 6.5: Grabenordnung
Abb. 7.1: Grabenstrukturen in Canyonlands National Park, Utah
Abb. 7.2: Phasenübergangs Anhydrit-Gips
Abb. 7.3: Stabilitätsverhältnisse eines „trockenen“ Gesteins
Abb. 7.4: Fließfestigkeit von Evaporiten
Abb. 7.5: Abnahme der Fließfestigkeit von Mineralen und Gesteinen
Abb. 7.6: Spannungs-Verformungskurven für Anhydrit
Abb. 7.7: Duktile Deformation im Mittleren Muschelkalk (Trier-Bitburger-Mulde)
Abb. 8.1: Mechanischer Aufbau einer Scherbox nach Versuchsende
Abb. 8.2: Aufsicht und Profilschnitt eines transtensiven Sandbox-Scherversuches
Abb. 8.3: Scherboxversuch mit reaktivem Diapirs unter Extensionsbedingungen
Abb. 9.1: Genese des Hohenzollerngrabens
Abb. 9.2: Ausschnitt der dextralen, nordanatolischen Blattverschiebung (Türkei)
Abb. 9.3: Nomenklatur divergenter und konvergenter Verbindungsstrukturen
Abb. 10.1: Schematische Distanz- und Volumenbeziehung für eine Palinspastik

Abb. 11.1: Stressfelder im Niedersächsischen Becken

Abb. 11.2: *Simple shear*- Experiment einer Tonprobe mit R und R'

Abb. 11.3: Vereinfachte Bruch- und Winkelbeziehungen beim *simple shear*- Versuch

Abb. 12.1: Profilschnitt durch den Holunger Graben

Abb. 12.2: Vereinfachter Profilschnitt durch den Bislicher Graben

Abb. 12.3: Entwicklung von *push up*- Strukturen

Abb. 12.4: Ibbenbürener Karbonscholle und Harz als *push up*- Strukturen

Tabellenverzeichnis

Tab. 4.1: Stratigraphische Einheiten des Kartiergebiets

Tab. 4.2: Röt-Gliederung in Nordhessen

Tab. 5.1: Abhängigkeit der Erdfallbildung von der Deckgebirgsmächtigkeit

Tab. 6.1: Namen unterschiedlicher Streichrichtungen

Tab. 13.1: Postvariszische Tektonik am Grauwackensattel

Tafelverzeichnis

Tafel 1: Faltenbau und Scherbahnen, Fotomontage der östlichen Steinbruchwand

Tafel 2: Kompressiver Schuppenbau mit allochthoner Bröckelschiefer-Scholle

Tafel 3: Fig. 1: „Gipsgerölle“ ; Fig. 2: „Taschenfalte“

Tafel 4: Fig. 1: „liegende Falte“; Fig. 2: „monomikte A1-Brekzie“

Tafel 5: Fig. 1: „Extensionsadern“; Fig. 2: „Scheradern“; Fig. 3: „Vertikalstylolithen“

Tafel 6: Falte mit ausgewalztem Scheitel

Tafel 7: Allochthone Bröckelschiefer-Scholle in NW-Seite des Steinbruches

Tafel 8: Aufsicht und Profilschnitte transtensiver Sandboxscherversuche (Fig. 1+2)

Tafel 9: Paläospannungsfeld mit konjugierten Riedelbrüchen und Grabenbildung

Anlagenverzeichnis

1. Geologische Karte (Maßstab 1: 12.500)

2. Karte der Sulfatkarstgefährdung im Arbeitsgebiet (Maßstab 1: 22.500)

3. Tektonische Karte (Maßstab 1: 15.000)

4. Zeichnerische Darstellung ausgewählter Bohrungen (Maßstab 1: 1.500)

4.1: BK 1- BK 34

4.2: BK 35 – BK 61

4.3: BK 62 – BK 69

5. Profilschnitte GH, IJ, KL (Maßstab 1: 10.000)

6. Palinspastik einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*- Struktur

7. Synoptische Palinspastik ausgewählter Lagerungsverhältnisse

Vorwort

Die vorliegende Arbeit befasst sich mit dem scheinbar widersinnigen Gebirgsbau im Umfeld des nordwestlichen Unterwerra-Grauwackensattels, der als das Ergebnis einer in mehreren Phasen vom Oberen Jura bis ins Quartär abgelaufenen saxonischen Tektonik angesehen wird.

Den Anstoß zu dieser Dissertation gab Herr Prof. Dr. H. Prinz (Bingen), dem ich hiermit für sein unermüdliches Interesse, seine Ratschläge, seine eingehende Betreuung sowie für seine stetige Diskussionsbereitschaft besonders danken möchte.

Ebenfalls danke ich im Besonderen Herrn Prof. Dr. W. S. Vogler (Univ. Marburg). Die mit ihm geführten innigen Diskussionen und die dadurch erhaltenen Einsichten in strukturgeologische Zusammenhänge haben wesentlich zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen.

Mein besonderer Dank gilt vor allem Dr. Michael Rogall (LGB, Mainz) für seine innovativen Anregungen und wissenschaftlichen Gespräche sowie Beate Thiess (Eschborn) für ihre eifrige Unterstützung.

Manfred Gereke (Univ. Marburg) sowie Torsten Scherer (KFZ, Karlsruhe) danke ich sehr herzlich für ihre Hilfe bei den Geländearbeiten, im besonderen Ingo Thiele (Frankfurt / M.) für seine einfallsreiche Unterstützung bei der Endformatierung sowie Dr. Sven Schmidt (TLUG, Weimar) und Markus Stark (Marburg) für ihre Diskussionsbereitschaft und ihrem aufmunternden Interesse am Fortgang meiner Arbeit.

Im Hinblick auf die verwendeten Grafiken und Abbildungen sei hiermit Horst Hartmann, Christoph Pappert und Roger Lang (jeweils LGB, Mainz) für ihre kritischen, konstruktiven Anmerkungen und Hilfestellungen gedankt.

Herrn Prof. Dr. K. W. Tietze (Univ. Marburg) möchte ich für die anregenden Gespräche und wissenschaftlichen Neuerkenntnisse im nordhessischen Buntsandstein herzlich danken.

Dem Landesamt für Geologie und Bergbau (Mainz) sei für die Zuverfügungstellung der notwendigen Hard- und Software zum Druck der Arbeit gedankt.

Den Kurhessischen Gipswerken Orth (Hundelshausen) sei für die unbürokratische Hilfe, wie z.B. der freien Betretung des Werksgeländes und die problemlose Entnahme von Gesteinsproben in ihrem Tagebau gedankt. In diesem Zusammenhang möchte ich auch Herrn Dr. M. Holzapfel (Fa. Knauf, Iphofen)

danken, der mich u. a. über aktuelle Ergebnisse von Erkundungsbohrungen im Zuge der Steinbruchserweiterung informierte.

Dem Forstamt Witzenhausen danke ich für die freie Benutzung der Forstwege in den Gemarkungen Hundelshausen und Wendershausen.

Besonders sei hiermit meinen Geschwistern und vor allem meinen Eltern für ihre in jeglicher Hinsicht geleistete Unterstützung sehr herzlich gedankt.

Abschließend möchte ich an den familieneigenen Löhlbacher Kartoffelacker erinnern, der in maßgebender Weise meinen bisherigen Werdegang beeinflusst hat.

1 Einführung und Problemstellung

Südlich der nordhessischen Stadt Witzenhausen trifft der herzynisch streichende paläozoische Aufbruch des Unterwerra-Grauackensattels mit zwei bedeutenden, rheinisch streichenden saxonischen Grabenbrüchen zusammen. Bei den hauptsächlich mit Röt, Muschelkalk und Keuper gefüllten Bruchstrukturen handelt es sich um den Altmorschener Graben und den Leinetal-Graben, die beide zu den sogenannten Hessischen Gräben gehören. Vor allem im NW der Unterwerra-Antiklinalen treten in räumlich enger Abfolge Gesteine des Paläozoikums, des Mesozoikums und des Känozoikums zu Tage. Von besonderer Bedeutung sind die östlich der Ortschaft Hundelshausen vorkommenden allochthonen Triasschollen. Es sind dies unterschiedlich große Schollen aus Röt sowie Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk, die den Abfolgen des unteren Zechsteinsalinars diskordant auflagern.

Ziel der vorliegenden Arbeit ist die Entwicklung eines tektono-mechanischen Modells, das sowohl die komplizierten Lagerungsverhältnisse am Grauackensattel als auch die der benachbarten saxonischen Grabenzonen innerhalb der Hessischen Senke vollständig erfassen und begründen kann. Gleichzeitig ist zu klären, welche Rolle die seit etwa 130 Jahren bekannten allochthonen Triasschollen im Rahmen der saxonischen Tektonik spielen und ob die zechsteinzeitlichen und mesozoischen Sulfatlager der Hessischen Senke zu duktilem Verhalten in der Lage sind, sodass eine mechanische Entkopplung und Grabenbildung auch ohne die Anwesenheit von Salz stattfinden kann.

Hierzu war es erforderlich, die Verbindungsstrukturen zwischen Altmorschener Graben und Leinetal-Graben im Kreuzungsbereich des Unterwerrasattels unter modernen Aspekten zu überprüfen und geologisch neu zu definieren. Dabei wurden die direkten Aufschlüsse der Kurhessischen Gipswerke Orth samt den Hinweisen aus den von der Fa. Knauf durchgeführten Explorationsbohrungen sowie die im Gelände vorgefundenen Sulfatkarstphänomene mit in die Überlegungen einbezogen. Gestützt auf Ergebnisse aus analogen Scherversuchen und Vergleichen mit ähnlichen, in der Literatur beschriebenen Strukturen der engeren und weiteren Umgebung wird der geologische Werdegang des Unterwerrasattels rekonstruiert und in die großräumige Tektonik Mitteleuropas eingebunden.

2 Erforschungsgeschichte der „allochthonen Triasschollen“

Einen guten Überblick über die wechselvolle und mittlerweile etwa 130 jährige Bearbeitungsgeschichte der allochthonen Triasschollen am Nordende des Altmorschener Grabens schildert HOLZAPFEL (1998), die hier vereinfacht wiedergegeben wird.

Einer der bedeutsamsten wissenschaftlichen Bearbeiter für das Arbeitsgebiet und für den Raum Nordosthessen war der preußische Landesgeologe MOESTA. In den Jahren 1876 bis 1878 wurden von ihm die Blätter 4624 Hedemünden, 4625 Witzenhausen, 4724 Großalmerode und 4725 Bad Sooden-Allendorf geologisch kartiert und von BEYSLAG im Jahre 1886 veröffentlicht. Bereits im Jahr 1884 erschien als Beilage zu einer Spezialarbeit von MOESTA ein Kartenausschnitt mit dem Titel: „Störungserscheinungen beim Durchsetzen der Göttinger Triasfalte durch das alte Gebirge an der Werra in Hessen“, in dem er als erster eine Detailkartierung der auf Zechsteinuntergrund schwimmenden, aus Röt und Muschelkalk aufgebauten Triasschollen von Hundelshausen veröffentlichte. Als Erklärung nahm er einen stratigraphischen Hiatus zwischen Röt und Zechstein an.

Danach vergingen 28 Jahre bis LACHMANN (1912) die Allochthonie der diskordant auf Zechstein auflagernden Triasschollen erkannte und die ungewöhnliche Lagerung als Folge von Salzbewegungen und damit halokinetisch deutete (Lachmann-Arrheniussche Ekzemtheorie). Röt und Muschelkalk sollten nach dieser Hypothese auf einem „Salzekzem“ transgrediert sein.

GRUPE (1923) lehnte diese halotektonische Genese kategorisch ab. Er deutete die Triasschollen als kleine tektonische Gräben oder Ausfüllungen von tektonischen Spalten. SCHROEDER (1925) beschrieb die Triasschollen als Denudationsreste des Grabentiefsten unter zusätzlicher Auslaugung im Zechstein und sah darin das Ergebnis von mehrere Kilometer langen, flachen Störungsbahnen, die eine Verbindung zwischen Altmorschener Graben und Leinetalgraben darstellen. Eine direkte Beteiligung von Salz lehnte auch SCHROEDER ab. Allerdings vermutete er, dass die Zechsteinsalze bei der flachen Grabenbildung über dem herzynischen Grauwackensattel eine Abscherung des Deckgebirges über dem Grundgebirge begünstigten.

Die Autoren BOSSE (1931), PETRASCHKE (1931) sowie LOTZE (1932) beschäftigten sich mit den niederhessischen Gräben sowie dem südlichen Leinetal-Graben und

dessen Ausklingen am Unterwerra-Grauwackensattel. PETRASCHECK (1931) folgerte, dass die allochthonen Triasschollen von Hundelshausen auf besonders verflachten, herzynischen Begrenzungsstörungen auf den Zechstein gelangt sein könnten. Etwa ein Jahr später entwickelten STILLE & LOTZE (1933) ein Genesemodell im Zusammenhang mit der Grabenbildung und bezeichnen diese Trias-Schollen als tektonische Klippen.

Als Motor für die chaotischen Lagerungsverhältnisse bei Hundelshausen sah KIENOW (1935) passiv mobilisiertes Steinsalz, das im Zuge der Aufwölbung des Grauwackensattels zu den Flanken abwanderte und dort eine besonders starke Auslaugung erfuhr.

Im gleichen Jahr interpretierte KLINGNER (1935) die allochthonen Triasschollen als ein kompliziertes Zusammenwirken von unterschiedlich sprödem Verhalten des Salz- und Deckgebirges in Kombination mit der Heraushebung des Grauwackensattels. Zersprünge und Erosion sollten zu einem „Ausmerzen“ der Untertrias geführt haben. Zu ähnlichen Ergebnissen kam KLINGNER bereits 1929 im Leinetalgraben nördlich der Ahlsburgachse.

Nach einer etwa drei Jahrzehnte dauernden Bearbeitungspause wurde das Unterwerra-Grauwackengebirge samt seiner mesozoischen Umrandung von den Universitäten Frankfurt, Berlin, Göttingen und Marburg in zahlreichen Diplomarbeiten nahezu flächendeckend neu bearbeitet. Für die kartiertechnische Bearbeitung des Kerngebietes sind vor allem die Arbeiten von FAUPEL (1971), HELDMAIER (1992) und VOGT (1992) anzuführen. FAUPEL publizierte im Jahr 1973 „Neue Beobachtungen zu den allochthonen Triasvorkommen (Schollen) auf dem Unterwerrasattel bei Hundelshausen/Nordhessen“ und deutete die allochthonen Triasvorkommen als Reste quartärer Hangschuttmassen. Er bezog sich dabei auf die von ZARUBA & MENCL (1969) beschriebene Genese von Rutschungen sowie die von ACKERMANN (1956, 1959) geschilderten, hunderte Meter von der heutigen Trauf entfernten Fußschollen an der Röt/Muschelkalkgrenze.

RITZKOWSKI (1978), JACOBSHAGEN ET AL. (1977, 1989) sowie JACOBSHAGEN (1993, 1997) befassten sich vornehmlich mit der Großstruktur „Unterwerrasattel“ und resümierten die bisherigen Arbeiten.

MÖLLER (1988) erklärte die Entstehung der allochthonen Triasschollen in Anlehnung an die Deutungen FAUPELS aus „klimageomorphodynamischer“ Sicht. Es handele sich dabei um die Relikte der ehemals zerstörten hangenden Struktur, die über Salz-

und Gipslösungen, möglicherweise auch in Verbindung mit Rutschungen – ähnlich dem Abgleiten von Decken in den Alpen – tiefer gewandert seien, bis sie auf der Grauwacke zur Ruhe kamen.

Im Jahre 1998 erschien mit der Veröffentlichung der Dissertation von M. HOLZAPFEL das bisher jüngste Werk über die allochthonen Triasschollen bei Hundelshausen. HOLZAPFELS geologische Neuaufnahme lässt eine stockwerksabhängige Tektonik erkennen, aus der er ein halotektonisches Genesemodell entwickelte: *„Geringmächtiges Staßfurt-Steinsalz wanderte im Oberjura (möglicherweise bis zur Unterkreide) aus Südwesten an eine herzynisch streichende Sockelstörung südlich von Hundelshausen. An dieser Rampe akkumulierte sich das Steinsalz und erreichte Dimensionen, die während der Inversion in der Oberkreide (möglicherweise bis ins Alttertiär) die Bildung eines Salzkeiles erlaubten. Während der Intrusion bzw. der Salzkeilbildung wurden Triasschollen von der Tiefscholle der Sockelstörung mitgerissen und nach Nordosten über ca. 4 km in den Zechstein der Hochscholle hineingeschoben. Die Hebung des Werra-Grauwackengebirges im Tertiär führte zur Subrosion und Erosion der Salzkeilstruktur.“* Seine Hypothese untermauert HOLZAPFEL mit einer Reihe von bis zu 234 m tiefen Explorationsbohrungen, die im Zuge der Erkundung von Sulfatlagerstätten im Bereich der Kurhessischen Gipswerke in Hundelshausen durch die Fa. Knauf abgeteuft wurden und die auch in der vorliegenden Arbeit verwendet werden.

3 Geologische Neukartierung

3.1 Geographischer Überblick des Kartiergebiets

Das untersuchte Gebiet gehört zum Nordosthessischen Bergland und ist Teil des Unterwerra-Berglandes (KLAUSING 1988). Das Arbeitsgebiet befindet sich am NW-Ende des Unterwerrasattels und ist eingerahmt vom Kaufunger Wald im Westen, dem Meißner im Süden und dem Werratal im Norden (Abb. 3.1).

Eine Übersicht über das Kartiergebiet bieten die Geologische Übersichtskarte von Hessen im Maßstab 1:300.000 (1989) und die Geologische Übersichtskarte 1: 200.000 CC 5581 Fulda (1988) und CC 4781 Kassel (1979).

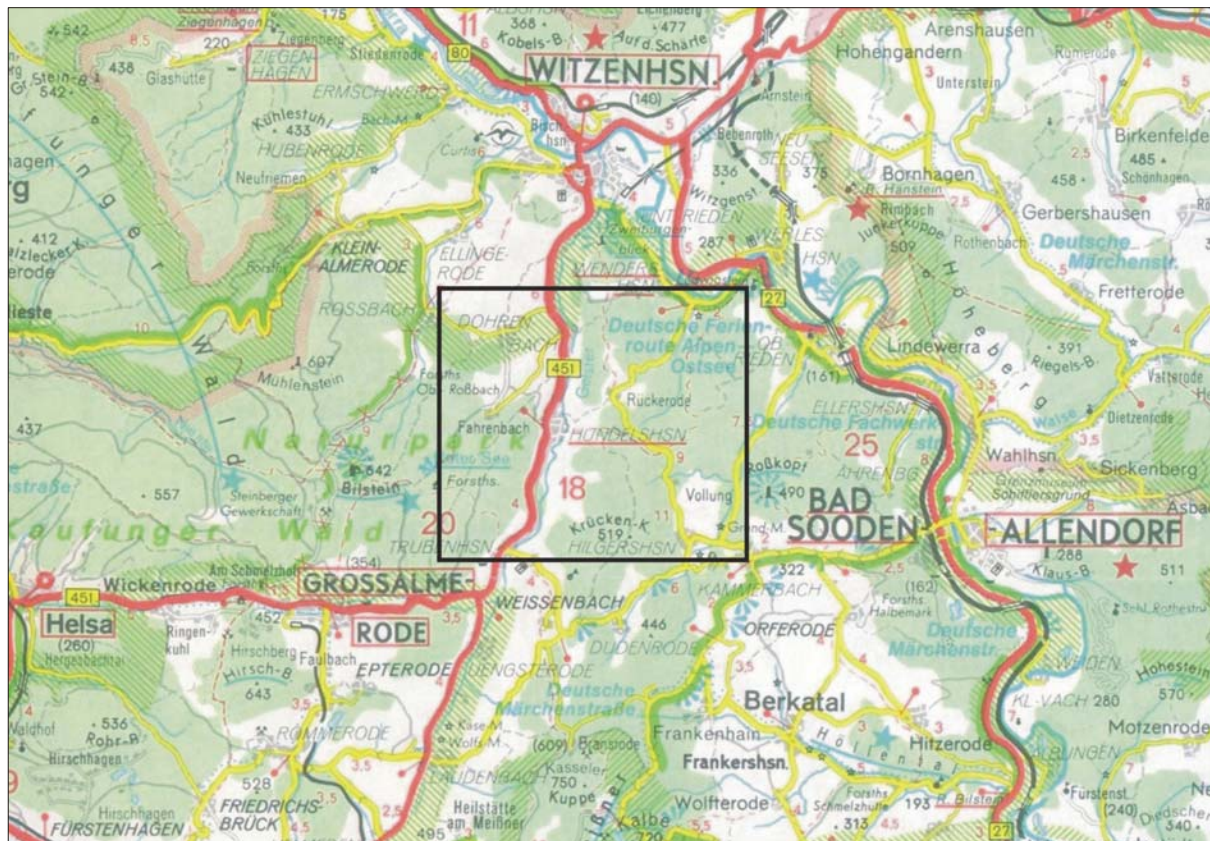


Abb. 3.1. Geographische Lage des Kartiergebiets (Straßenkarten-Ausschnitt)

Das Kerngebiet der geologischen Untersuchung und Neuaufnahme umfasst Teile der Blätter 4725 Bad Sooden-Allendorf, 4625 Witzenhausen und 4724 Großalmerode. Insgesamt wurden etwa 16 km² geologisch bearbeitet.

Mit etwa 350 bis 400 m Höhenunterschied gehört der Unterwerrasattel zu einer mäßig bis stark reliefierten Mittelgebirgslandschaft. Die tektonische Beanspruchung hat zu einer starken Klüftigkeit und zu einem Schollenmosaik geführt, das der Erosion viele Angriffsmöglichkeiten geboten hat. Während die Grauwacken im Zentrum der Antiklinalen zu sanft ansteigenden Kuppen herauspräpariert wurden, sind die den Sattelkern umgebenden, verwitterungsresistenten Kalk- und Dolomitsteine des Zechsteins und vor allem die grobkörnigen Sandsteine des Mittleren Buntsandstein nicht nur traufbildend, sondern bilden gleichzeitig die höchsten Erhebungen des Blattgebietes. Hierzu zählen z.B. der Schnellerskopf mit 412,6 m üNN und der Roggenberg mit 507,8 m üNN.

Im Bereich der weniger widerständigen Schichten des Zechsteins, des Röts und des Mittleren Muschelkalks entwickelte sich dagegen häufig eine recht flache Hangmorphologie.

Ein wesentliches, wenn auch nicht immer stark ausgeprägtes Reliefelement bilden vor allem im Bereich der abtauchenden Flanken des Unterwerrasattels trichter- und wannenförmige Hohlformen unterschiedlichen Alters und wechselnder Ausdehnung. Dolinen und Erdfälle entstehen auch heute noch durch Auslaugung innerhalb der Sulfatlager des Zechsteins und der Trias.

Einen guten Einblick in das Zusammenwirken von Erosionstätigkeit, Verwitterungsresistenz und Tektonik im Blattgebiet weist die Morphologie des Gelstertales auf, eines Nebenbaches der Werra. Während die Gelster südlich von Hundelshausen in den z.T. verkarstungsanfälligen, stark zerbrochenen Gesteinen der permo-mesozoischen Grabenfüllung eine Talbreite von bis zu 300 m erreicht, sind es bachabwärts in den nördlich anschließenden Grauwacken an der schmalsten Stelle nur rund 110 m.

3.2 Geologische Übersicht des Kartiergebiets

Das Kartiergebiet befindet sich inmitten der Hessischen Senke und zwar am NE-Rand der tertiärgefüllten Niederhessischen Senke im Kreuzungsbereich zwischen dem rheinisch streichenden Altmorschener Graben, dem herzynisch streichenden Unterwerra-Grauwackensattel und dem rheinisch streichenden Leinetalgraben. Die Unterwerra-Antiklinale grenzt im Osten an die westlichen Ausläufer der Thüringer Senke und im Nordosten an das Eichsfeld. Im Norden und Nordwesten stoßen der Leinetal-Graben und das Sollinggewölbe (Abb. 3.2) bis an die Antiklinale heran.

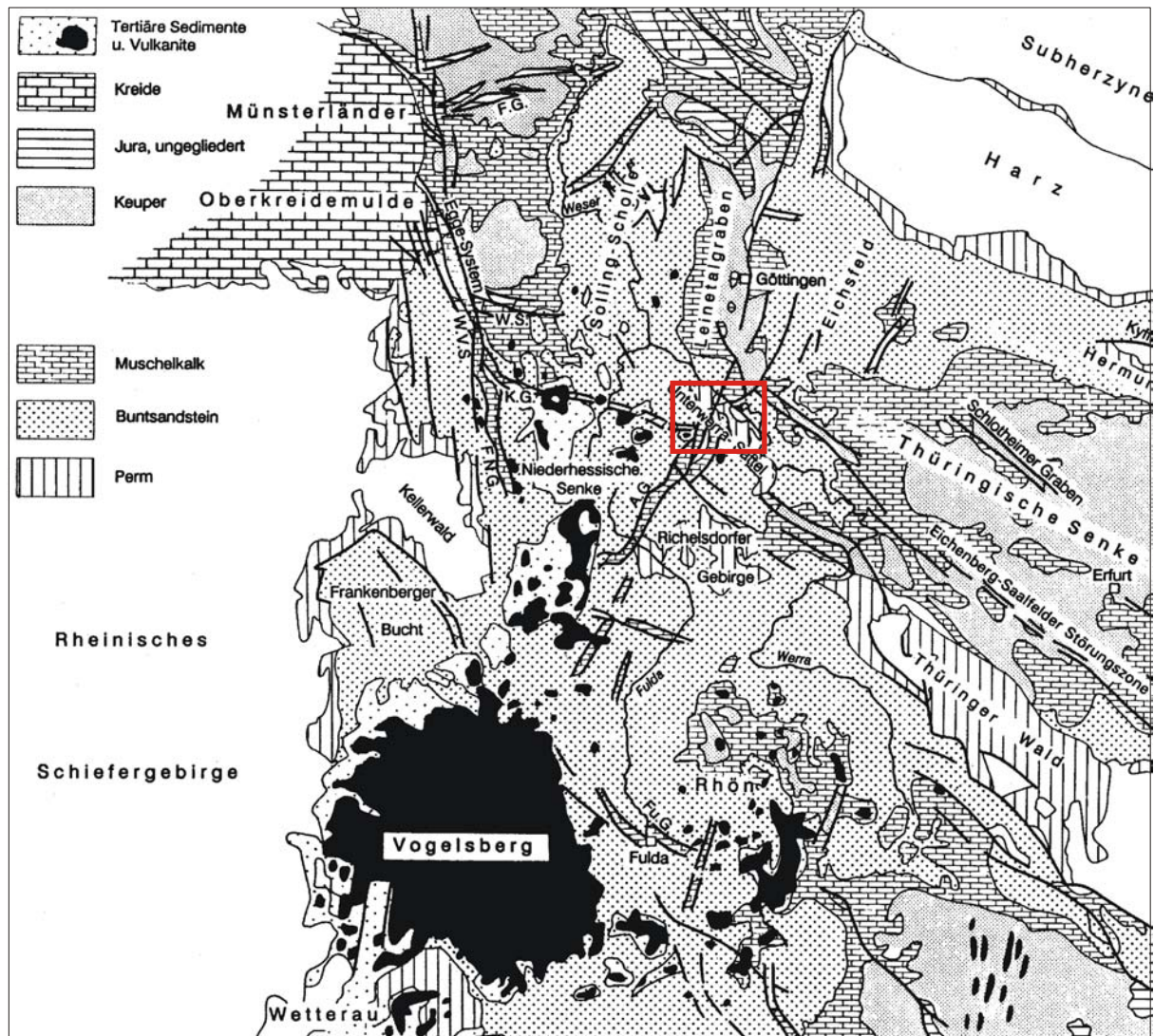


Abb. 3.2. Geologische Übersicht mit rot markierter Lage des Arbeitsgebiets (aus WALTER 1995)

Während sich in den saxonischen Gräben relativ junge mesozoische Gesteine erhalten haben, stellt der permo-devonische Unterwerrasattel einen paläozoischen Aufbruch dar. Aus diesem Grunde treten im Kartiergebiet auf engstem Raum paläozoische, mesozoische und känozoische Gesteinseinheiten neben und übereinander auf. Besonders charakteristisch sind die vor allem im Osten von Hundelshausen vorkommenden allochthonen Triasschollen, die diskordant unteren Zechsteinschichten auflagern. Weitere Eigenheiten sind ausgeprägte Sulfatkarstphänomene mit reliktscher Erhaltung tertiärer Sedimente als Dolinenfüllung und Reste miozäner Vulkanite.

3.3 Kartiermethoden

Die vorliegende geologische Neukartierung erfolgte klassisch mit Hilfe von Lesesteinen, dem Verfolgen von Leithorizonten und der Aufnahme von Aufschlüssen. Weitere Hilfsmittel waren die Morphologie, die Bodenausbildung und -färbung sowie der Bewuchs. Besonders hervorzuheben sind die exzellenten Aufschlussverhältnisse in den Steinbrüchen der Kurhessischen Gipswerke Peter Orth nahe der Ortschaft Hundelshausen.

Für die Kartierung sind vor allem die Kleinmorphologie und die Ausbildung der Hänge von großer Bedeutung. So ist der Einsatz des Zechsteinkalks über den oberdevonischen Grauwacken als markante Stufe im Gelände eindeutig nachvollziehbar. Die verwitterungsresistenten Kalk- und Dolomitsteine der Zechsteinkarbonate bilden über den Salztonen, sulfatischen Evaporiten und Residualbildungen exponierte Steilstufen aus.

Ähnlich sind die morphologischen Merkmale der Hänge aus Buntsandstein. Die kompetenten, grobkörnigen Lagen der Basissandsteine oder der quarzitischen Feinsandsteine erfahren durch die Erosion eine morphologische Herausmodellierung und treten als Geländeanstieg in Erscheinung. Die Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen, sowie Ton-, Schluffsteine und Evaporite bewirken eine Verflachung der Hänge.

Im Unteren Muschelkalk sind es drei Zonen mit Hartkalkbänken, die sich morphologisch von den dazwischenliegenden Wellenkalken abheben. Ähnlich verhält es sich auch an der Grenze vom Mittleren zum Oberen Muschelkalk, wo der Trochitenkalk über den weichen Mergelsteinen und Sulfaten einen deutlichen Geländeknick bildet.

Tektonische Bruchlinien und Verwerfungen stellen häufig Auflockerungs- und Schwächezonen im Gesteinsverband dar, die durch erosive Prozesse stärker als ihre Umgebung ausgeräumt wurden. Sie fallen als mehr oder weniger linear verlaufende Geländedepressionen auf. Das existierende Tal- und Gewässersystem ist zumeist ebenfalls an tief greifende Zerrüttungszonen geknüpft. Die Interpretation von Lineamenten auf Luft- und Satellitenbildern brachte zusätzliche Erkenntnisse über den Verlauf von Störungen und Verwerfungen.

Massenverlagerungen und Erdfälle wurden überall dort ausgehalten, wo sie im Gelände einwandfrei als solche erkennbar waren. Ältere Formen haben allerdings

aufgrund der einwirkenden exogenen Kräfte in ihrem morphologischen Erscheinungsbild meist deutlich an Aussagekraft verloren.

Im Rahmen der Erkundungsmaßnahmen für die Erweiterung des Gipssteinbruches Peter Orth wurden in den vergangenen Jahren Kernbohrungen durchgeführt. Einige der dabei gewonnenen Daten wurden von HOLZAPFEL (1998) veröffentlicht und sind in Form von Profilsäulen und Profilbeschreibungen in die vorliegende Arbeit eingeflossen.

4 Stratigraphie und Gesteinsbeschreibung

Die über 50 im Arbeitsgebiet auskartierten Einheiten gehören zu den Gesteinen des Paläozoikums, der Trias, des Tertiärs und den Ablagerungen des Quartärs (Tab. 4.1). Als paläozoische Sedimente sind die verfalteten Grauwacken und Schiefer des Oberdevons zu nennen, die diskordant von Siliziklastika und Evaporiten des Perms überlagert werden. Die konkordanten triassischen Sedimentgesteine, wie die untere, mittlere und obere Stufe des Buntsandsteins und des Muschelkalks sowie des Unteren Keupers treten ebenfalls zu Tage und werden an einigen Stellen von tertiären Vulkaniten durchschlagen. Sedimentäres Tertiär ist im Kartiergebiet lediglich als vereinzelte Bestreuung mit Braunkohlenquarziten und als Teil einer Dolinenfüllung im Steinbruch Orth nachweisbar.

Die Festlegung der Perm-Buntsandstein-Grenze und der Buntsandstein-Muschelkalk-Grenze basiert auf den Beschlüssen der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS von 1993. Die Klassifikation der Karbonatgesteine des Perms und des Muschelkalks erfolgte nach FOLK (1959) und DUNHAM (1962).

4.1 Paläozoikum

Das Arbeitsgebiet war bis zum Ende des Karbons Teil des variszischen Sedimentationsraumes und wurde überwiegend mit marinen Sedimenten gefüllt. Es handelt sich dabei um oberdevonische Tonschiefer und Grauwacken, wobei die letzteren der heutigen Antiklinalstruktur ihren Namen geben. Zusätzlich drangen Diabase in die siliziklastischen Serien ein. Im Karbon wurden die Gesteine verfaultet, geschiefert und deckenartig überschoben.

Im Anschluss an die variszische Orogenese war das Gebiet Teil der Hunsrück-Oberharz-Schwelle, wurde eingerumpft und anschließend vom Zechsteinmeer überflutet.

4.1.1 „Werra-Grauwacke“

Die „Werra-Grauwacke“ (RITZKOWSKI 1978; SCHMID 1991; SCHUBART 1955; SCHULZE 1977; WITTIG 1968, 1974) baut den größten Teil des variszisch gefalteten Kerns des Unterwerrasattels auf und gilt als wichtiges Bindeglied zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz.

Nach SCHMID (1991) gehören die Grauwacken und Tonschiefer zur allochthonen Werra-Decke und sind in ihrer tektonischen Stellung mit Einheiten der Ostharz-Decke bzw. der Gießener Decke zu vergleichen. SCHMID (1991) nimmt weiter an, dass die anchimetamorphe Werra-Decke dem Parautochthon des Albunger Paläozoikums (vergleichbar der Harzgeröder Zone bzw. der Zone der Solmsthaler Phyllite) aufliegt.

Die Werra-Grauwacken setzen über den Kieselschiefern der Unteren Adorf-Stufe im Mittleren Adorfium mit roten Tonschiefern ein und reichen bis in die Untere Nehden-Stufe (WITTIG 1968). Es handelt sich um dünn- bis dickbankige, teils massige, dichte, graubraune bis graugrüne Grauwacken, die mit grauschwarzen, dünn- bis dickplattigen Tonschiefern wechsellagern. Die Gesamtmächtigkeit der Werra-Grauwacken wird in Anlehnung an SCHUBART (1955) mit über 300 m angenommen.

Das Korngrößenspektrum reicht von feinkörnigen Lagen bis zu sehr grobkörnigen, konglomeratischen Lagen, die an ihrer Basis durch mehrere zentimetergroße, gerundete Kieselschieferbruchstücke charakterisiert sind. Nach SCHMID (1991) führen die Konglomeratlagen neben magmatischen und sedimentären Komponenten insbesondere Metaquarzite, untergeordnet Phyllite, Glimmerschiefer und selten Gneisbruchstücke. Von HELDMAIER (1992) werden Pflanzenhäcksels und bis zu 20 cm lange Tonflatschen beschrieben. In den Sand- und Schlufflagen treten neben Rippel-, Schleif- und Belastungsmarken auch *flute casts* und *convolute bedding* auf, die zusammen mit der häufig zu beobachtenden gradierten Schichtung den turbiditischen Charakter dieser Sedimentgesteine unterstreichen.

Die Lagerungsverhältnisse der Grauwacken und Tonschiefer sind sowohl durch die recht eintönige Ausbildung mit lateral und vertikal wechselnden Mächtigkeiten als auch durch eine mehrphasige tektonische Beanspruchung sehr komplex.

Tab. 4.1. Stratigraphische Einheiten des Kartiergebiets

System	Serie	Stufe	Schichtenfolge	Symbol		Mächtigkeit			
				Erläut.	Geol. Kte.				
Quartär	Pleistozän - Holozän		künstliche Aufschüttung	q,h,xl,y	q,h,xl,y	n.b.			
			Anmoor	qh,H,q	qh,H,q	n.b.			
			Abschwemm Massen	qp-h,xl,z	qp-h,xl,z	n.b.			
			Auenlehm	qh,L,f	qh,L,f	n.b.			
			Talfüllung mit unebenem Boden	qp-h, Gs,f	qp-h, Gs,f	n.b.			
			Hangrutschmassen	qp-h,x,r	qp-h,x,r	n.b.			
			Blockschuttbildungen	qp,k,sh	qp,k,sh	n.b.			
			Solifluktionsschutt	qp,(s,k),fl	qp,(s,k),fl	n.b.			
			Löß und Lößlehm	qp,Löl	qp,Löl	n.b.			
			Terrassen der Gelster	qp,G,t(G)	qp,G,t(G)	ca. 5 - 10 m			
Tertiär	Eozän- Pliozän		Schwespatgänge	t,Ba	-	-			
			Vulkanite	t,bas	t,bas	-			
			ungegliederte Sedimente	t,sed	t,sed	n.b.			
			Quarzite	t,Qz	t,Qz	-			
Jura/Kreide ?			Trias-Schuttmassen	(su,sm,m),x	(su,sm,m),x	-			
			Kataklasite, Reibungsteppich	,kak	,kak	-			
Trias	Keuper	Unterer	Lettenkeuper	ku	ku	ca. 50 m			
	Muschelkalk	Oberer	Ceratitenschichten	moC	moC	50 - 60 m			
		Mittlerer	Trochitenkalk	moT	moT	10 - 15 m			
			Unterer	ungegliedert	mm	mm	45 - 50 m		
				orbicularis-Schichten	muOR	muS+OR	3 m		
		Schaumkalkzone		muS	12 m				
		Oberer Wellenkalk		muW3	muW3	12 m			
		Terebratelzone		muT	muT	7,5 - 8 m			
		Mittlerer Wellenkalk		muW2	muW2	28 m			
		Oolithzone		muOo	muOo	7,5 - 8 m			
		Unterer Wellenkalk	muW1	muW1	33 m				
	Buntsandstein	Oberer	Myophorienschichten	soMS	so	5 - 6 m			
			Obere Bunte Schichten	soOBS		30 m			
			Rote Schichten	soRS		25 m			
			Untere Bunte Schichten	soUBS		20 m			
			Graue Schichten	soGS		30 m			
		Mittlerer	Solling-Folge	smS	smS	60 m			
			Hardeggen-Folge	smH	smH	40 m			
			Detfurth-Folge	smD,st	smD,st	30 m			
				smD,s	smD,s	10 m			
			Volpriehausen-Folge	smV,st	smV,st	ca. 120 m			
				smV,s	smV,s	25 - 30 m			
		Unterer	Bernburg-Folge	suBE	suBE	130 m			
			Calvörde-Folge	suC	suC	170 m			
		Perm	Zechstein		Residualgebirge	A1'	A1'	-	
					Aller- bis Mölln-Folge (z4-?z8)	Bröckelschiefer	zB	zB	ca. 48 m
					Leine-Folge (z3)	Obere Bunte Letten	zoL	zoL	< 30 m
Plattendolomit						Ca3	Ca3	15 - 20 m	
Staßfurt-Folge (z2)	Untere Bunte Letten				zuL	zuL	> 30 m		
	Basalanhydrit + Gipsmergel				A2 + A2T		20 - 25 m		
	Hauptdolomit				Ca2	Ca2	30 - 40 m		
Werra-Folge (z1)	Braunroter Salzton				T2	A1	-		
	Oberer Werra-Anhydrit				A1r		-		
	Oberer Werra-Ton				T1r		-		
	Werra-Anhydrit				A1		< 155 m		
	Anhydritknotenschiefer				A1Ca	Ca1	-		
	Zechsteinkalk				Ca1		5 - 12 m		
	Kupferschiefer				T1		0 - 0,5 m		
	Weißliegendes				C1		n.b.		
	Zechsteinkonglomerat						0 - 1,5 m		
Rotliegendes					Rotliegendes	ro	ro	ca. 70 m	
Unterkarbon- Oberdevon						Diabas	D	D	-
						Werra-Grauacke	do	do	> 300 m

Der tektonische Bau der Grauwacken konnte durch eine auf einer rein lithologischen Unterscheidung basierenden Lesesteinkartierung nicht befriedigend geklärt werden. In einigen Bereichen des Grauwackensattels ist eine tiefreichende Rötung des präechsteinischen Paläozoikums erkennbar. Diese Rötung tritt vor allem an den Flanken des Grauwackensattels und in der Nähe des Rotliegend-Vorkommens auf und betrifft sowohl die Grauwacken als auch die Tonschiefer. Während WITTIG (1968) von einer primären Rotfärbung ausgeht, favorisiert RITZKOWSKI (1978) eine sekundäre Verfärbung auf der ehemaligen permischen Landoberfläche in Folge allitisch-lateritischer Verwitterung. Beide Autoren beziehen sich in ihren Aussagen auf Beobachtungen in dem tief eingeschnittenen Tal des Oberriedener Baches. Auf eine kartographische Darstellung der geröteten Grauwacken wurde verzichtet.

4.1.2 Diabas (D)

Auf dem Klepperberg befindet sich ein kleines, stark verwittertes Diabasvorkommen (R: 3560680 / H: 5686240). Die vergrüneten Metabasalte werden hinsichtlich ihrer Altersstellung recht unterschiedlich diskutiert. Während WITTIG (1968) die Magmatite den unterkarbonischen Deckdiabasen zuordnet, wird von SCHMID (1991) mittel- bis oberdevonisches Alter angegeben.

4.1.3 Perm

Im zentralen Mitteleuropa werden die Gesteine des Perms in das terrestrische Rotliegende (Autunium und Saxonium) und den flachmarinen Zechstein (Thuringium) zweigeteilt. Im Rotliegenden gehörte das Gebiet des heutigen Grauwackensattels zur Hunsrück-Oberharz-Schwelle, die den Wesertrog im Norden vom Saar-Werra-Trog im Süden trennte (MOTZKA-NÖRING 1987). Im Zechstein überflutete das von NW aus dem Bereich der heutigen Nordsee kommende Meer das Germanische Becken und stieß zwischen Rheinischer und Böhmischer Masse bis in das nördliche Oberrheingebiet vor.

4.1.3.1 Rotliegendes (ro)

Obwohl der variszisch gefaltete Grauwackensattel aus paläogeographischer Sicht ein Teilstück der Hunsrück-Oberharz-Schwelle war und zur Rotliegendzeit grundsätzlich ein Erosionsgebiet darstellte, konnte sich im Quellbereich des Flachsbach eine NNE-streichende, etwa 700 m lange und 250 m breite, mit Siliziklastika verfüllte Grabenstruktur erhalten. Die Abgrenzung zu den geröteten

Grauwacken gestaltet sich im Gelände schwierig. Die Grabenfüllung macht sich morphologisch durch flachere und gleichförmigere Hangformen bemerkbar.

Wegen der ungewöhnlichen paläogeographischen Position geht WITTIG (1970) von einem mindestens 70 m tiefen, schluchtartigen Einbruch (Canyon) aus, der sich mit syntektonischen Rotliegend-Sedimenten füllte. Dabei wäre prinzipiell auch eine größerflächige Überdeckung denkbar, die später erodiert und nur in tektonischer Tieflage erhalten ist. Vergleichbar mit den Verhältnissen der Wittlicher Senke (STETS 1990) könnte auch transtensive Tektonik den kleinen Grabenbruch geöffnet haben.

Die Gesteinsfolge umfasst schwach verfestigte, rot bis violette Fanglomerate, die sich aus teilweise dachziegelartig gelagerten (Imbrikation), gut gerundeten bis kantengerundeten Grauwackengeröllen aufbauen. Die Größe der matrixgestützten Komponenten liegt im Fein- bis Mittelkiesbereich. WITTIG (1970) beschreibt neben maximal 40 cm großen Grauwackeblöcken vereinzelt vorkommende Quarzporphyrgerölle, die er dem Vulkanismus des Unterrotliegenden zuschreibt.

Bei diesen Siliziklastika handelt es sich um eines der wenigen Rotliegendvorkommen der Region, das erst 1955 von SCHUBART entdeckt und von WITTIG (1970) beschrieben wurde. Eine gleichalte Struktur erwähnt RITZKOWSKI (1978) östlich von Hilgershausen.

Einen Einblick in die wahrscheinlich syntektonischen Sedimente des Rotliegendgrabens liefern Weganschnitte in der Nähe der Saufbuche (R: 3561990 / H: 5685620).

4.1.3.2 Zechstein (z)

Im Zechstein transgredierte das Meer aus Norden über die schwach reliefierte, aus Variszikum und Rotliegendem aufgebaute Rumpflandschaft des Germanischen Beckens. Noch im untersten Zechstein wurden vorhandene Schwellen und Senken innerhalb der Hessischen Senke sedimentär ausgeglichen. Es bildeten sich mehrere Sedimentationszyklen aus, die im Arbeitsgebiet allerdings unvollständig entwickelt sind. Salze wurden nur geringfügig oder gar nicht abgeschieden.

Während die basalen Zechsteinzyklen wie die Werra-, Staßfurt- und Leine-Folge differenziert werden können, sind die oberen Zyklen der Aller-, Ohre-, Friesland- und Mölln-Folge im Bereich des heutigen Unterwerrasattels nur als Obere Bunte Letten und Bröckelschiefer ausgebildet (Abb. 4.1).

Die Nomenklatur und Gliederung der Zechsteinserien erfolgte nach KÄDING (1978), RICHTER-BERNBURG (1955a) sowie BECKER & KULICK (1999). Obwohl nach RICHTER-BERNBURG (1987) alle klastischen Grenzsedimente unmittelbar unter dem Kupferschiefer in das Rotliegende gestellt werden sollten, wurden die Übergangsschichten des Weißliegenden in Anlehnung an BECKER & KULICK (1999) dem Zechstein zugeordnet.

Ein vollständiges Normalprofil ist im Arbeitsgebiet nirgends erbohrt oder in Aufschlüssen eindeutig beschreibbar. Eine im Kartenbild stark tektonisch gestörte, aber konkordante Abfolge ist im NW des untersuchten Kerngebietes südöstlich des Fahrenbachtales zu erkennen.

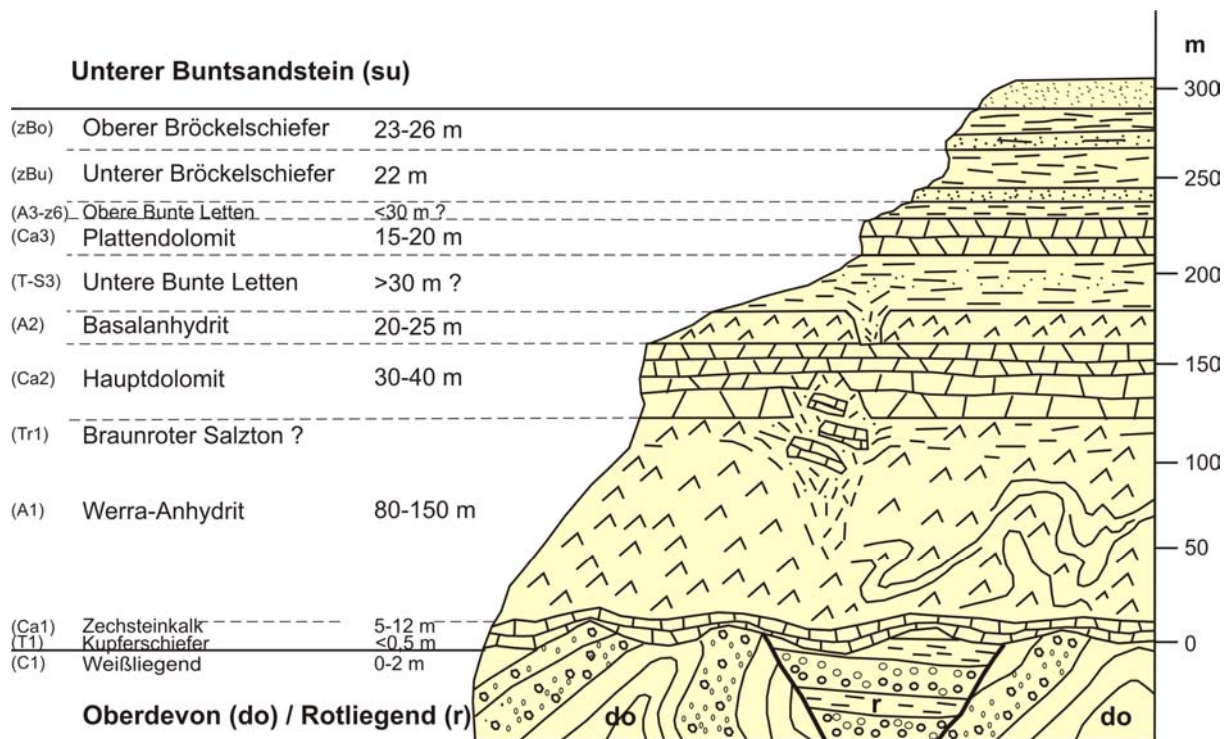


Abb. 4.1. Schematischer Aufbau der Zechsteinschichten im Kartiergebiet

In der Geologischen Karte wurden die Einheiten von C1, Weißliegendes, T1 und Ca1 aus Gründen der Darstellbarkeit als eine stratigraphische Einheit zusammengefasst. Schätzungsweise wurden insgesamt etwa 280 m Zechsteinsedimente abgelagert.

4.1.3.2.1 Zechsteinkonglomerat (C1)

Das Zechsteinkonglomerat liegt den verfalteten devonischen Grauwacken und Tonschiefern sowie den Rotsedimenten des unteren Perms diskordant auf. Neben aufgearbeiteten Grauwacken wird das schwach karbonatisch und kieselig

zementierte Gestein hauptsächlich aus Milchquarzgeröllen gebildet, die in ihrer Korngröße einem Mittel- bis Grobkies entsprechen.

Das oligomikte Zechsteinkonglomerat, das bis zu 1,5 m Mächtigkeit erreichen kann (RITZKOWSKI 1978), wird von HELDMAIER (1992) an der Papiermühle im nördlichen Gelstertal mit bis zu 6 cm und in einer Profilbeschreibung von WITTIG (1970) mit 10 cm angegeben. Häufig ist das unmittelbare Liegende gebleicht. Anhand der von BECKER & KULICK (1999) auf Blatt 4923 Altmorschen gemachten Beobachtungen ist auch eine fluviatile Genese des bisher als Brandungssediment des ingredierenden Zechsteinmeeres betrachteten Konglomerates wahrscheinlich.

Im Kartiergebiet steht das wenige Zentimeter mächtige Transgressionskonglomerat an einem Feldweg nördlich von Rückerode an (R: 3561500 / H: 5685500).

4.1.3.2.2 Weißliegendes

Auf die Psephite des C1 folgen die Sandsteine des Weißliegenden, die aber auch direkt dem Grundgebirge aufliegen können und das Transgressionskonglomerat lateral und vertikal vertreten.

Die weißlichen bis fahl ockerfarbenen Mittel- bis Grobsande (Abb. 4.10) werden von verschiedenen Bearbeitern stratigraphisch sowohl dem höchsten Oberrotliegenden als auch dem tiefsten Zechstein zugeordnet. Ihre Akkumulation erfolgte hauptsächlich in ehemaligen Senken der reliefierten Präzechstein-Landoberfläche und erreichte Mächtigkeiten von wenigen Metern.

Im Arbeitsgebiet sind sowohl die Konglomerate als auch die Sandsteine des Weißliegenden selten aufgeschlossen. Einen Einblick in die Abfolge gibt die bergseitige Böschung des Brillweges im Flachsachtal (R: 3562650 / H: 5686350).

4.1.3.2.3 Zechstein 1, Werra-Serie (z1)

Kupferschiefer (T1), Unterer Werra Ton

Der Kupferschiefer ist ein Sapropelsediment und lagert unmittelbar dem Weißliegenden auf. Es handelt sich um plattige bis dünnplattige, stellenweise blättrig-laminierte, dunkle, bituminöse Mergel- und Tonstein-Wechselagen mit stark schwankender Mächtigkeit von wenigen Zentimetern bis zu einem halben Meter. Die Sedimentation des fossilreichen Unteren Werra-Tons fand unter euxinischen Bedingungen unterhalb der zwischen sauerstoffreichen oberen und sauerstofffreien aber H₂S-reichen unteren Wasser gelegenen Chemokline statt. In der Hessischen Zechsteinsenke, wozu auch das Arbeitsgebiet gehört, können für die Ablagerung des

T1 Wassertiefen zwischen 10 und 250 m angenommen werden (BECKER & KULICK 1999).

Wegen seines Reichtums an sulfidischen Buntmetallen sowie lokal auftretender Edelmetallführung ging am Unterwerra-Grauwackensattel über Jahrhunderte ein intensiver Bergbau auf Kupferschiefer um, von dem heute noch zahlreiche Halden und Pingen zeugen.

Eine Zyklengliederung, wie sie von THEUERJAHR (1987) auf Blatt 4925 Sontra im Anthrakonit erkannt wurde, war im Kartiergebiet aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse nicht nachvollziehbar.

Zechsteinkalk (Ca1), Werra-Karbonat

Die bituminösen Mergelsteine des Kupferschiefers werden im Hangenden von den dichten, dunkelgrauen bis bläulich-schwarzen, mikritischen Kalksteinen des Werra-Karbonates abgelöst. Die dünn- bis dickplattigen *mudstone*-Lagen erreichen selten Bankmächtigkeiten über 15 cm. Sie besitzen charakteristische, leicht gewellte Oberflächen und sind von unterschiedlich orientierten Drucklösungssuturen durchzogen. In die überwiegend biochemisch gefällten Kalke schalten sich in den oberen Meter vereinzelt oolithische *grainstone*-Ablagerungen ein. HELDMAIER (1992) und VOGT (1992) beschreiben am Top der Einheit etwa 0,5 m mächtige, sich lateral mit Rauhwacken verzahnende Algenbiostrome. Die Gesamtmächtigkeit des Ca1 wechselt zwischen 5 und 12 m.

Aufgrund der hohen Verwitterungsresistenz bildet der Zechsteinkalk morphologische Stufen und Rippen, die sich von der liegenden Oberperm-Transgressionsfläche deutlich abheben. Auf dem vornehmlich forstwirtschaftlich genutzten Ausstrich finden sich bis zu faustgroße, plattige, häufig angerundete und zum Teil kavernöse Lesesteine. Besonders gut ist der Zechsteinkalk an der östlichen Talflanke des nördlichen Gelstertals (R: 3559670 / H: 5686800) aufgeschlossen, wo sich durch hangparallel verlaufende Staffelbrüche eine kaskadenartige Morphologie ausgebildet hat.

Anhydritknotenschiefer (A1Ca)

Der Anhydritknotenschiefer stellt den Übergang vom Werra-Karbonat zum Werra-Sulfat dar. Der Sulfatgehalt des Anhydritknotenschiefers (A1Ca) ist jedoch im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle so hoch (KULICK 1987), dass eine Abtrennung vom hangenden Werra-Anhydrit häufig nur schwer durchführbar ist. An

der Basis der am Gottesberg niedergebrachten Bohrung BK 29 (Anl. 4.1) wird von HOLZAPFEL (1998) ein 7,1 m mächtiges Sulfatgestein erwähnt, welches mit dunkelgrauen Karbonatschlieren durchsetzt ist und ein Äquivalent des A1Ca darstellen könnte. Im Gelände ist eine solche petrographische Abgrenzung nicht möglich gewesen.

Werra-Anhydrit (A1)

Einen einzigartigen Einblick in die vielfältige Gesteinsausbildung und in die scheinbar widersprüchlichen und verwirrenden Lagerungsverhältnisse des Werra-Anhydrits zeigen die Steinbrüche der Kurhessischen Gipswerke Peter Orth oberhalb der Ortschaft Hundelshausen. Eine genaue stratigraphische Auflösung des A1 erscheint wegen der zum Teil isoklinalen Verfaltung mit Amplituden im Dekameterbereich, einer örtlich starken Brekziierung und zusätzlichen, im Steinbruch nachweisbaren Überschiebungsbahnen sowie fehlender, ungestörter Referenzprofile unmöglich.

Die petrographische Beschreibung der Evaporite erfolgt nach RICHTER-BERNBURG (1955b), der die Sulfatgesteine in Abhängigkeit vom Lagerungsmilieu allgemein in Stillwasser- und Flachwassersulfate unterteilt. Fein- und feinstschichtige, warvenartige und geflaserte Gesteine wie Linien- und Bänderanhydrite stellen ruhige Sedimentationsbedingungen der Becken dar, während Wolken-, Schwaden-, Maschendraht- und massige Anhydrite sowie Dolomit-Anhydrit-Wechselagen die bewegte Schwellenfazies widerspiegeln (Abb. 4.2).

Deformationen des Schichtgefüges wie synsedimentäre Verfaltung und Brekzien werden von HERRMAN & RICHTER-BERNBURG (1955) aufgrund ihrer Regellosigkeit als Folge subaquatischer Rutschungen gedeutet. Ähnlich Turbiditen und Olisthostromen können die Sulfate an den Schwellenhängen abgeglitten sein und sich im Unterhang oder am Hangfuß zu den heutigen großen Mächtigkeiten des A1 angehäuft haben (BECKER & KULICK 1999). MEIER (1977) kommt zu ähnlichen Schlüssen und weist am Osthang der Eichsfeld-Schwelle neben gradiertem Schichtung typische Schichtflächengefüge wie Erosions- und Belastungsmarken sowie synsedimentäre Deformationsgefüge im Werra-Sulfat nach. Es handelt sich um sogenannte resedimentierte Sulfate, wie sie ebenfalls aus dem Elk-Point-Becken und dem Messinien der nördlichen Apenninen und Siziliens bekannt sind (TUCKER 1985).

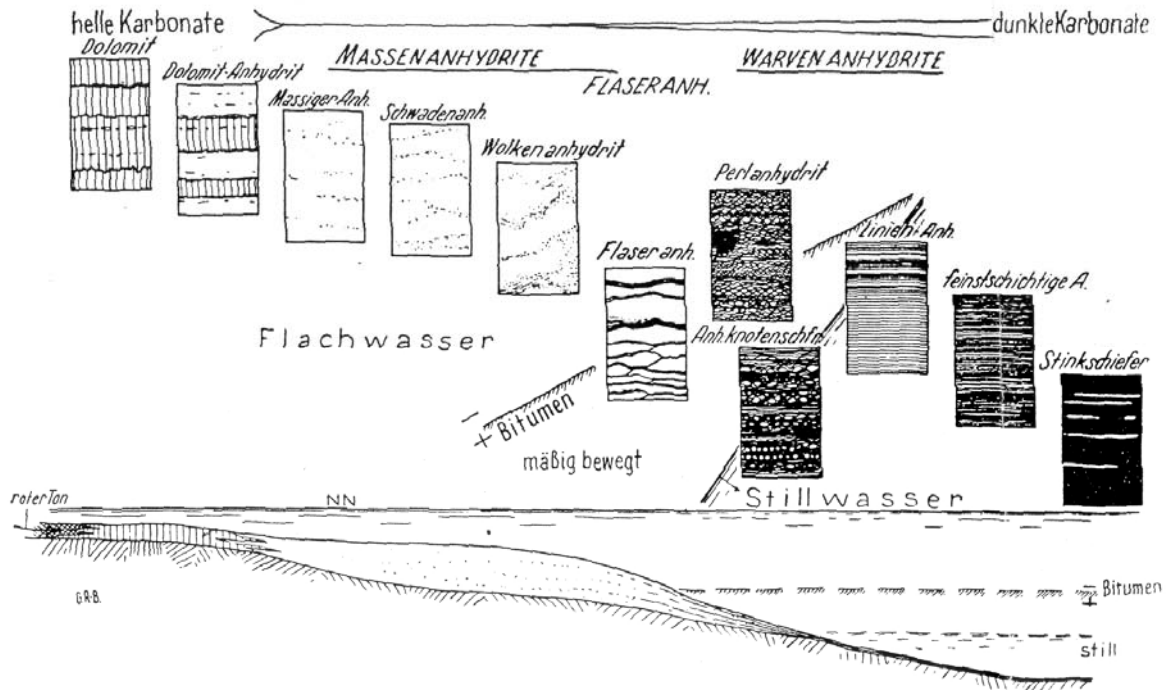


Abb. 4.2. Makrogefüge und paläographische Fazieszuordnung von Sulfatgesteinen (aus RICHTER-BERNBURG 1955 und LANGBEIN 1987).

Der bei Hundelshausen vorkommende Werra-Anhydrit gilt nach SCHMITT (1990) als das mächtigste und reinste Vorkommen Deutschlands. Im Gipsbruch Orth herrschen schwarzgraue, blaugraue und grauweiße Bänderanhydrite vor, deren Farbwechsel, ähnlich den ebenfalls vertretenen Linienanhydriten auf unterschiedliche Gehalte an organischer Substanz sowie Ton- und Karbonatdetritus zurückzuführen ist (Abb. 4.3). Sog. „massige“ Anhydrite, deren Bankmächtigkeiten im allgemeinen aber unter 50 cm liegen, zeigen wolkige und teilweise knollige Gefüge mit untergeordnet flaserartigen Verunreinigungen. Im Süden des Steinbruchgeländes sind gebänderte, hellbraune Dolomit-Sulfatgesteine eingeschaltet. Monomikte Sulfat-Brekzien mit weitgehender Zerstörung der ehemaligen primär-sedimentären Schichtgefüge stehen vor allem im Norden und Nordosten des derzeitigen aktiven Steinbruches an (Abb. 4.4). Die eckigen bis kantengerundeten Intraklasten aus Bänder-, Linien- und Knollenanhydrit haben Durchmesser von einigen Millimetern bis mehreren Dezimetern und liegen in einer feinkörnigen, häufig dunklen Sulfatmatrix. Die Übergänge von den häufig völlig strukturlosen und in Fetzen aufgelösten Sulfat-Psephiten in die geschichteten Sulfatgesteine können im Steinbruch sowohl graduell als auch abrupt beobachtet werden. Inwieweit die in unterschiedlichen Aufschlüssen des Werra-Anhydrits gemachten Beobachtungen von Schichtenverformung und

Brekziierung auf sedimentäre oder diagenetische Prozesse zurückzuführen sind, wird im Kapitel 6.6.2 bzw. 9.3 eingehender diskutiert.

Die Mächtigkeit des Werra-Sulfats liegt im Durchschnitt bei etwa 80 bis 100 m, zeigt aber im Kartiergebiet starke Schwankungen. Während im Achsenzentrum des Altmorschen-Hessisch-Lichtenauer Grabens unter dem Gottesberg (Bohrung BK 29) rund 150 m Gips und Anhydrit anstehen, treten die Sulfate am unmittelbaren Rand zum Grauwackensattel nur noch reliktsch auf und werden von Residualbildungen und Subrosionsbrekzien (Kap. 4.5) vertreten.



Abb. 4.3. Bänderanhydrit, dominoartig zerschert

Weitere A1-Vorkommen befinden sich rund um das Gipswerk als auch unterhalb des Alten Gerichts (R: 3561090 / H: 5684650) sowie in scheinbar ungewöhnlicher Position am Südostabfall des Roggenberges (R: 3561350 / H: 5683700) inmitten der *Avicula*-Schichten des Mittleren Buntsandsteins. Wie später gezeigt wird, kann die

primäre Mächtigkeit der Sulfate sekundär vor allem durch tektonische Prozesse im Zuge der saxonischen Grabenbildung deutlich verändert werden.



Abb. 4.4. Gradierte Brekzie aus Intraklasten

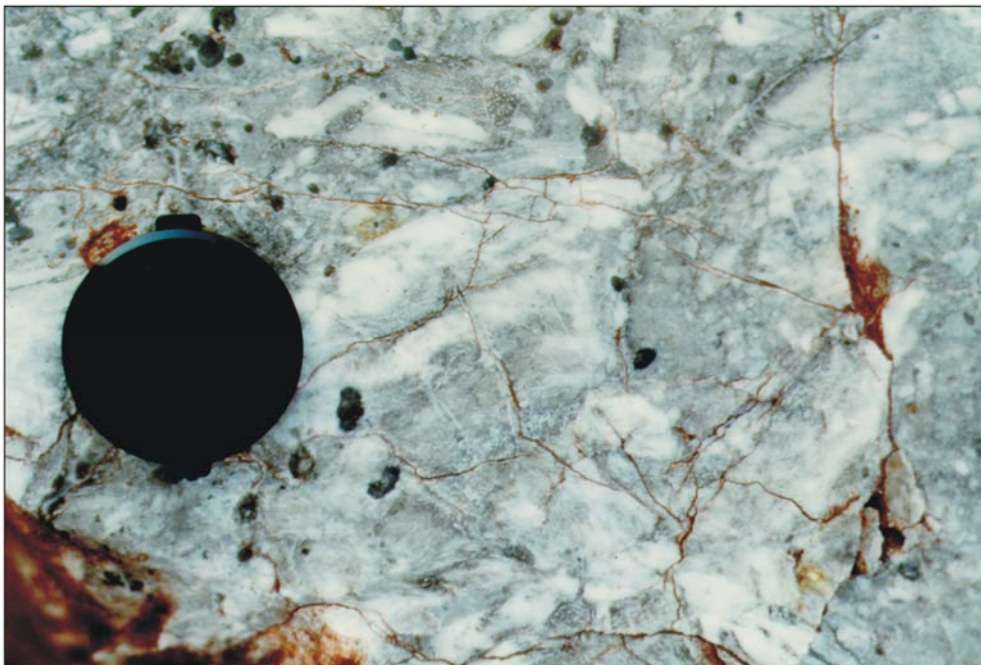


Abb. 4.5. Fast idiomorphe, dunkelgraue Gipsporphyroblasten in Anhydrit

In der weiteren Umgebung des Unterwerrasattels werden von JAKOB SHAGEN ET AL. (1993) und RITZKOWSKI (1978) folgende Mächtigkeiten des A1 angeführt:

Küchen: 60 m, Niederdünz bach: 85 m, Bad Sooden-Allendorf mehr als 100 m, Rambach (Mäusemühle): 41 m und in der Bohrung Escherode etwa 205 m. Die Fazies, Sequenzstratigraphie, Diagenese und Mächtigkeitsverteilung des A1 im nordhessischen Raum werden von BECKER (2002) beschrieben.

Wahrscheinlich im Zuge der Heraushebung und Erosion des Unterwerrasattels führten Entlastung und Zutritt von Tagewässern zu einer Vergipsung der oberflächennahen Anhydrite. Nach mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Holzapfel sowie nach VOGT (1992) liegen die ehemaligen Anhydrite der Werra-Folge bis zu einer Tiefe von etwa 20 bis 40 m als Gips vor. Die Vergipsungsprozesse werden eingehend von REIMANN (1984) und KLEINERT & EINSELE (1978) beschrieben.

Die Genese der Gips-PorphYROblasten (Abb. 4.5) und vor allem der Fasergipsschnüre, die sowohl das Nebengestein als auch die anstehenden Sulfate durchtrümmern, ist bisher noch unklar (Abb. 4.6).

Oberer Werra-Ton (T1r), Oberer Werra-Anhydrit (A1r)

Die Bohrung BK 29 „Gottesberg“ (Anl. 4.1) erreichte in 85 m Teufe eine rote Tonlage, die von HELDMAIER (1992) als T2 angesprochen wurde. Durchdachter wäre die Einstufung der etwa 2 m mächtigen Pelitlage als T1r, da sich im Hangenden wiederum Werra-Sulfate anschließen, die somit als Oberer Werra-Anhydrit (A1r) anzusehen wären.

Der Bohrkernbeschreibung aus HOLZAPFEL (1998) ist aber zu entnehmen, dass in dieser Tiefe eine haselgebirgsartige Brekzie aus Tonstein und Gips-„Geröllen“ angetroffen wurde. Aus weiter unten gemachten Beobachtungen ist hier eine flache Verwerfung zu vermuten, an der sich gleichalte Werra-Anhydrite übereinander geschoben haben. Eine stratigraphische Einstufung bzw. Differenzierung wäre demnach hinfällig.

4.1.3.2.4 Zechstein 2, Staßfurt-Serie (z2)

Braunroter Salzton (T2)

Der von HOLZAPFEL (1998) beschriebene Braunrote Salzton (T2) hat eine Mächtigkeit von etwa 15 m. Der T2 konnte aber weder in den Bohrungen noch im Gelände sicher nachgewiesen werden. Die von HELDMAIER (1992), VOGT (1992) und JACOB SHAGEN ET AL. (1977) beschriebenen rotvioletten bis braunen, zum Teil mit schwarzen, bituminösen Schlieren durchzogenen, brekzierten Ton- und Schluffsteine sind zum einen als Residualbildung der subrodierten Werra-Sulfate anzusehen (Kap. 4.5).

Zum anderen können diese Halbfestgesteine an einigen Stellen als Kakirite bzw. kataklasierte Reste flacher Scherbahnen interpretiert werden (Kap. 6.6.2.2).

Hauptdolomit oder Staßfurt-Karbonat (Ca₂)

Der 30 bis 40 m mächtige Hauptdolomit gilt als einer der wichtigsten Klippenbildner am Unterwerrasattel. Einen Einblick in die komplexe petrographische Zusammensetzung des Staßfurt-Karbonats vermitteln die 20 bis 35 m hohen, markanten Härtlinge des Großen Habichtsteins und des Ellersteins.

HOLZAPFEL (1998) unterteilt den Ca₂ des Arbeitsgebiets in den liegenden Stinkdolomit (Ca₂,St) und die hangende Rauhwacke (Ca₂, R). Beim Stinkdolomit handelt es sich um ein dunkelgraubraunes, durchweg mikritisches, dickplattiges bis dünnbankiges Dolomitgestein, das beim Anschlagen einen charakteristischen, bituminösen Geruch verströmt und zu einem hellgrauen, aschfahlen Grus verwittert. Die typischen quaderförmigen Lesesteine sind makrofossillfrei und zeigen mitunter Lamination, was auf eine Beteiligung von Algen schließen lässt. Außerdem treten in diesem stratigraphischen Niveau sulfidische Vererzungen in Form von Sekretionen bzw. Drusenfüllung auf, wie sie an der Südwestseite der obersten Sohle des Gipsbruches Orth (R: 3560100 / H: 5684630) aufgeschlossen sind.

Bei der hangenden Rauhwacke handelt es sich um eine dickbankige bis massige, graugelbe bis cremefarbene, zellig-löcherige bis kavernöse, monomikte Dolomitsteinbrekzie, die sowohl matrix- als auch komponentengestützt vorliegen kann. Die bis zu einige Dezimeter großen, eckigen und quaderförmigen Klasten bestehen aus grauem Dolomit, der von kalzitischen Klüften durchzogen ist und durch Verwitterung in graugelben Dolomitgrus zerfällt. Typisch für den hauptsächlich forstlich genutzten Ausstrich der Rauhwackenfazies des Ca₂ sind die ungleichmäßigen, kantigen, kindskopfgroßen Lesesteine mit ihren eckigen, teils mit Dolomitasche gefüllten Hohlräumen. Im Gegensatz zum hangenden Plattendolomit (Ca₃) der Leine-Serie sind die Kavernen größer und nicht so langgestreckt. Parallel zu diesen häufig regellos und chaotisch gelagerten Karbonatbrekzien gesellen sich gut gebankte, klastenfreie und wenig poröse Dolomitsteine mit feinoolithischem Gefüge (JAKOBSHAGEN ET AL. 1993). Der Übergang von der Stinkdolomitfazies zur Rauhwackenfazies ist ebenfalls bei R: 3560100 / H: 5684630 zu beobachten. Bei der Kartierung wurde auf eine Unterscheidung des Staßfurt-Karbonats in die o.g.

Faziestypen verzichtet und der Hauptdolomit vereinheitlichend als Ca2 angesprochen.

In der paläogeographischen Rekonstruktion stellt der Hauptdolomit des Unterwerrasattels das Bindeglied zwischen dem mächtigen Karbonatsaum der Eichsfeldschwelle mit dem des Westrandes der Hessischen Senke dar (RITZKOWSKI 1978).

Stäufurt-Sulfat oder Basalanhydrit (A2) und wohlgeschichtete Gipsmergel (A2T)

Sowohl der Basalanhydrit als auch die wohlgeschichteten Gipsmergel sind im untersuchten Gelände nicht eindeutig belegbar. HOLZAPFEL (1998) beschreibt in den Bohrungen BK 65 und BK 66 (Anl. 4.3) etwa 6 m mächtige, grauweiße Sulfate mit Maschendraht-Gefüge (A2), die von einer 15,5 m mächtigen Wechsellagerung von grauweißem Sulfatgestein mit dunkelgrauen Ton- und Mergelsteinen (A2T) überlagert werden. Da die Bohrungen in einem stark gestörten Gebirgsverband abgeteuft wurden, sind die angegebenen Mächtigkeiten nicht repräsentativ.

4.1.3.2.5 Zechstein 3, Leine-Serie (z3)

Grauer Salzton oder Leine-Ton (T3) und Leine-Sandstein (S3)

(im weiteren: *Untere Bunte Letten*)

HOLZAPFEL (1998) beschreibt nördlich des Kartiergebiets den 30 m mächtigen T3 als rotbraunen, plastisch verwitternden Ton, in dem graugrüne, feinsandige Schluffsteine (S3?) eingeschaltet sind.

Weder der Graue Salzton noch der Leine-Sandstein sind kartiertechnisch im bearbeiteten Gebiet eindeutig zu erfassen. Auch keine der Prospektionsbohrungen der Firma Knauf hat Gesteine dieser stratigraphischen Einheiten durchteuft. Die pelitreichen Residualgesteine zwischen dem liegenden Hauptdolomit (Ca2) und dem hangenden Plattendolomit (Ca3) sind im Kartenbild vereinfachend als *Untere Bunte Letten* zusammengefasst. Sie stehen am Südosthang des Fahrenbachtales und am Westhang des nördlichen Gelstertales an. Die Flächen werden ackerbaulich genutzt.

Plattendolomit oder Leine-Karbonat (Ca3)

Der etwa 15 bis 20 m mächtige Plattendolomit steht im bearbeiteten Gebiet zwischen Fahrenbachtal und Gelstertal an. Es handelt sich um einen dünn- bis mittelbankigen, teilweise plattigen, dunkelgrauen bis braungrauen Dolomit, von dem beim

Anschlagen ein deutlicher Bitumengeruch ausgeht. In die mikritischen Karbonate sind Oolithe und Schilllagen eingeschaltet, in denen MÖLLER (1985) neben der Alge *Calcinema* (*Tubiphytes*) die Muschelgattungen *Liebea* und *Neoschizodus* sowie Ostracoden und Bryozoen nachweisen konnte.

Im Vergleich mit dem Hauptdolomit zeigt das Leine-Karbonat eine insgesamt feinerporige Rauhwackenbildung mit leistenförmig-plattigem Gefüge. Die dunkelgrau verwitternden dolomitischen Kalksteine und Dolomite entwickeln faustgroße, würfelige Lesesteine, deren zellige Hohlräume häufig mit Dolomitgrus und manchmal mit Resten roter Tonsteine gefüllt sind.

Die Ausbildung einer kleinen Schichtstufe konnte im Gelände nicht beobachtet werden. FRICK (1969) führt in seiner großregionalen Untersuchung die lückenhafte Verbreitung des Plattendolomits auf paläographische Ursachen zurück.

4.1.3.2.6 Höherer Zechstein (inkl. Hauptanhydrit (A3) sowie Gesteine der Aller, Ohre und Friesland-Serie (z4-?z6)

(im weiteren: Obere Bunte Letten)

Im Zuge der Kartierung wurden die wenige Meter mächtigen Serien zwischen liegendem Plattendolomit und hangendem Bröckelschiefer als Höherer Zechstein bzw. Obere Bunte Letten zusammengefasst. Das einzige Vorkommen im Untersuchungsgebiet liegt auf dem landwirtschaftlich genutzten Bergrücken zwischen dem Fahrenbach und der Gelster (R: 3558790 / H: 5685330). Die rotbraunen feinkörnigen Siliziklastika leiten in den Bröckelschiefer über und verwittern zu einem ausgeprägt plastischen Ton.

4.1.3.2.7 Verbreitung von Steinsalz (Na1-Na3)

Die ehemalige Verbreitung der Zechsteinsalze im Bereich des Grauwackensattels wird in der Literatur unterschiedlich diskutiert. Nach STEINER & SEIDEL (1974) und RICHTER (1941) ist der Raum des Unterwerra-Grauwackengebirges völlig frei von zechsteinzeitlicher Halitsedimentation.

FINKENWIRTH (1970) postuliert eine Steinsalzverbreitung des Na1, die bis an den Unterwerrasattel heranreicht. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt KULICK (1987), der für den Werra-Halit auf Blatt 4925 Sontra 30 bis 40 m ehemalige Salzmächtigkeit angibt. In einer etwa 30 km südöstlich des Arbeitsgebietes gelegenen Bohrung in Rambach an der Mäusemühle wurden 144 m Werrasteinsalz erbohrt. Die Südränder der marginalen Steinsalzbecken aus dem Zechstein 2 und 3 liegen wenige Kilometer

nordöstlich des Unterwerra-Grauwackensattels (KULICK ET AL. 1984). HOLZAPFEL (1998) postuliert anhand eines tektonischen Modells chloridischen Zechstein (Na₂) möglicherweise auch Leine-Salz (Na₃) in einer Mächtigkeit von einigen Dekametern. Einziger Hinweis auf Halitvorkommen im Arbeitsgebiet ist der unmittelbar südlich der Ortschaft Wendershausen entspringende Salzbach, dessen Gehalte an Chlorid um 3000 mg/l und Sulfat um 1220 mg/l liegen (MÖLLER 1988).

4.1.3.2.8 Bröckelschiefer (zB)

Die Konferenz der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS beschloss im Jahr 1993 die rotbraune, sandig-tonige Abfolge stratigraphisch nicht mehr in den untersten Buntsandstein zu stellen, sondern als oberstes Schichtglied des Zechsteins zu betrachten. BRÜNING (1986) bearbeitete den 48 m mächtigen Bröckelschiefer in der Bohrung *Küchen 1*, etwa 12 km südlich und in Bohrung *Escherode 1*, etwa 11 km nordwestlich von Hundelshausen. Dabei unterscheidet BRÜNING einen etwa 22 m mächtigen dunkelrotbraunen, tonig-schluffigen Unteren und einen 19 m mächtigen, stärker feinsandigen Oberen Bröckelschiefer. Der Top des Bröckelschiefers baut sich aus einem 4 bis 7 m mächtigen schluffig-feinsandigen Übergangsbereich auf, der von den Basissanden der Calvörde-Folge (ehemals Gelnhausen-Folge) überlagert wird.



Abb. 4.6. Sandstein des Bröckelschiefers mit Fasergips (Bildbreite 6 cm)

Charakteristisch für den zB des Arbeitsgebiets sind die dunkelbraunroten bis schokoladenbraunen, zum Teil schichtungslos-massigen Ton- und Schluffsteine, die bei Verwitterung, ähnlich den Roten Schichten des Röt 3, zu fettig glänzendem, Millimeter bis Zentimeter großem, polygonal-bröckeligem Zerfall neigen, der für das Gestein namensgebend war.

Neben den häufig eingeschalteten dünnen, hellrotbraunen, flaserigen bis wellig- und horizontalgeschichteten Feinsandsteinbänkchen treten an der Basis des Unteren und Oberen Bröckelschiefers markante dünnbankige bis mittelbankige Feinsandsteine auf, in denen Mittel- und Grobsande eingelagert sind. Die grauen bis hellrotbraunen Psammite sind karbonatisch und tonig zementiert und sanden stark ab (Abb. 4.6).

Der Bröckelschiefer tritt im Kartiergebiet nur mit tektonisch unterdrückter Hangend- und Liegendgrenze auf. Er steht oberhalb des mittleren Fahrenbachtals und etwa 300 m SE des Gottesbergs an. Außerdem wurde er in einigen Bohrungen (BK 36, BK 64, BK 69 der Anl. 4.2 + 4.3) angetroffen. Spektakulär ist seine Position als Rest einer tektonisch verschliffenen Scholle auf der großen Überschiebung zwischen zwei Schuppen aus Werra-Anhydrit (A1) am NW- und SE-Rand des zentralen Steinbruchs der Gipswerke Peter Orth (Taf. 1 + 7).

4.2 Trias

Nach den Beschlüssen der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993) gliedert sich die Trias in Unter-, Mittel- und Obertrias. Im außeralpinen Mitteleuropa gelten die Bezeichnung Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper weiterhin. MENNING (1995) datiert den Buntsandstein auf 251 bis 240, den Muschelkalk von 240 bis 232 und den Keuper von 232 bis 208 Millionen Jahre. Allerdings variieren die absoluten Altersangaben je nach Autor. Die ehemals im Arbeitsgebiet abgelagerte Gesamtmächtigkeit der Trias wird auf 1500 m geschätzt.

4.2.1 Buntsandstein (s)

Die Basisschichten des zumeist zartroten, rosagelben und weißen Unteren Buntsandsteins sind eintönige, fein- bis mittelsandige Sedimente der Calvörde-Folge, die von den hangenden Schluffstein-Feinsandstein-Wechselagerungen der Bernburg-Folge abgelöst werden. Mit einer markanten Grobsandsteinschüttung setzt der rotbraune und rotviolette Mittlere Buntsandstein ein, der in Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen- und Solling-Folge untergliedert wird. Während die beiden unteren Folgen jeweils mit grobkörnigen bis konglomeratischen Sandsteinen

beginnen und zum Hangenden in feinerkörnige Wechselfolgen übergehen, zeigen die oberen Folgen kaum noch diese zyklische *fining up* -Gliederung. Der aus roten und grüngrauen Ton- und Schluffsteinen aufgebaute Röt enthält vereinzelt Feinsandstein- und Sulfateinlagerungen und schließt als Oberer Buntsandstein diese Epoche ab.

Im Kartiergebiet machen die an der Oberfläche ausstreichenden Gesteine des Buntsandsteins den Hauptteil der mesozoischen Bedeckung des Unterwerra-Grauackensattels aus. Während der Untere und Mittlere Buntsandstein die Randschollen der saxonischen Gräben aufbaut, kommt der oftmals stark tektonisch beanspruchte Obere Buntsandstein in den Grabenzentren vor. Insgesamt wurden während des Buntsandsteins im Arbeitsgebiet etwa 710 m Sedimentgesteine abgelagert.

4.2.1.1 Unterer Buntsandstein (su)

Laut den Vereinbarungen der SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993) erhält die Untere Folge des Unteren Buntsandsteins (sensu BOIGK 1959) den Namen Calvörde-Folge und löst damit die regional gebräuchliche Gelnhausen- bzw. Korbach-Folge ab. Die Obere Folge wird seitdem nicht mehr als Salmünster-Folge sondern als Bernburg-Folge bezeichnet. Die lithostratigraphische Grenzziehung zwischen Zechstein und Buntsandstein erfolgt in der Bundesrepublik Deutschland seit 1993 an der Basis der Calvörde-Folge.

Entscheidend hierfür waren unter anderem die Arbeiten von BRÜNING (1986, 1988), der in den Bohrungen Escherode 1 und Küchen 1 eine lithostratigraphische Gliederung des nordosthessischen Unteren Buntsandsteins in Kleinzyklen durchführte. Werden diese Ergebnisse ins Arbeitsgebiet übertragen, kann die Mächtigkeit für die liegende Calvörde-Folge mit etwa 170 m und für die hangende Bernburg-Folge mit etwa 130 m angegeben werden. HOLZAPFEL (1998) weist auf eine etwa um ein Drittel geringere Gesamtmächtigkeit beider Folgen von ca. 230 m hin, die er einer paläogeographischen Sonderstellung zur Zeit der Ablagerung der Unteren Folge zuschreibt. Die Annahme einer lokalen Schwelle basiert allerdings auf reinen Kartiermächtigkeiten, die er durch Interpretation petrographisch-morphologischer Kriterien innerhalb des untersuchten Areals festgestellt haben will. Leider hat keine der Sulfat-Explorationsbohrungen der Fa. Knauf den Unteren

Buntsandstein über die gesamte Mächtigkeit durchteuft und könnte dementsprechend als Referenzprofil nutzbar sein.

Deshalb bleibt die von HOLZAPFEL postulierte synsedimentäre Mächtigkeitsreduktion weiterhin Spekulation. Viel wahrscheinlicher ist eine starke tektonische Beanspruchung mit teilweiser Unterdrückung des Unteren Buntsandsteins an listrischen Abschiebungen als ein Ergebnis saxonischer Taphrogenese (Kap. 6 + 9). Zumal die Neukartierung und die daraus entwickelten Profilschnitte einen von BRÜNING (1988) überregional mit 300 m Mächtigkeit verbrieften Unteren Buntsandstein durchaus zulassen bzw. fordern. Allgemein gestaltet sich eine Differenzierung des Unteren Buntsandsteins im Gelände wegen fehlender Vergleichsprofile als schwierig.

4.2.1.1.1 Calvörde-Folge (suC)

Die Calvörde-Folge ist überwiegend als eine Sandstein-Folge aufgebaut, in welcher der Anteil an Ton- und Schluffsteinen im Vergleich zur hangenden Bernburg-Folge deutlich geringer ist. Die silikatisch-tonig gebundenen, meist horizontal geschichteten Sandsteine sind hellrot und weiß laminiert und teilweise auch grau gefärbt. Häufig sind die Schichtflächen mit Helglimmerblättchen belegt. Vereinzelt können Eisen/Mangan-Flecken beobachtet werden. Kleinrippeln, Strömungstreifen, Trockenrisse und Belastungsmarken unterstreichen den fluviatilen Charakter weitgespannter, verwilderter Flusssysteme.

Nach HOLZAPFEL (1998) ist der Übergang Bröckelschiefer/Calvörde morphologisch durch eine Hangversteilung und der Übergang Calvörde/Bernburg durch eine Hangverflachung charakterisiert. Die Calvörde-Folge steht am Westfuß des Roggenberges und des Kümmelrotskopfes an. Dort treten als Lesesteine 15 cm bis 20 cm große Sandsteinplatten in Böden mit hohem Sandanteil auf.

Die regionalen Mächtigkeitsangaben der Calvörde-Folge sind in der Literatur sehr uneinheitlich. JACOBSHAGEN ET AL. (1993) berichten von 60 m bis 200 m. Im Kartiergebiet ist nach BRÜNING (1988) von etwa 170 m Sedimentgestein auszugehen.

4.2.1.1.2 Bernburg-Folge (suBE)

Die 130 m mächtige Bernburg-Folge baut sich aus einer Sandstein-Schluffstein-Wechselagerung auf, deren Feinkorngehalt nach oben deutlich zunimmt. Die rosa bis braunroten, zum Teil weißlich entfärbten Feinsandsteine sind in der Regel dünnbankig und plattig. Auf den Schichtoberseiten treten häufig Glimmerlagen auf, in

denen neben grünlichem Muskovit auch Biotit beobachtet werden kann. Die Ton-Schluffsteine sind dunkelrot bis fahlgrau und grüngrau gefärbt.

Als typische Sedimentationsstrukturen finden sich Rippelmarken, Strömungsstreifen, kleindimensionale Schrägschichtung sowie Linsen- und Flaserschichtung. Im Gegensatz zu den Feinsandsteinen der Unteren Folge erscheinen die Lesesteine der Bernburg-Folge etwas flacher und regelmäßiger geformt. Außerdem nimmt die Hangneigung ab. Lediglich an der Westseite des Roggenbergs ist diese Hangverflachung aufgrund der Lagerungsverhältnisse nicht deutlich ausgeprägt.

Die Bernburg-Folge baut jeweils die Westseiten des Roggenbergs, des Kümmelrotskopfes sowie die Kuppe des Schwimelsteins auf und steht auch im östlichen Fahrenbachtal an.

4.2.1.2 Mittlerer Buntsandstein (sm)

Der Mittlere Buntsandstein wird nach den Beschlüssen des Arbeitsausschusses Buntsandstein der Geologischen Landesämter (RICHTER-BERNBURG 1974) in die Folgen Volpriehausen, Detfurth, Hardeggen und Solling aufgeteilt. Die ersten drei Folgen weisen deutliche Sohlbankzyklen auf, die mit einem basalen Grobsandstein beginnend von Sandstein-Tonstein-Wechselfolgen abgelöst werden. Bereits in der Hardeggen-Folge sind diese Tendenzen undeutlich ausgeprägt und in der Solling-Folge nicht mehr erkennbar. Ein schematisches Profil über den Aufbau des Mittleren Buntsandsteins des Kartiergebiets gibt Abb. 4.7.

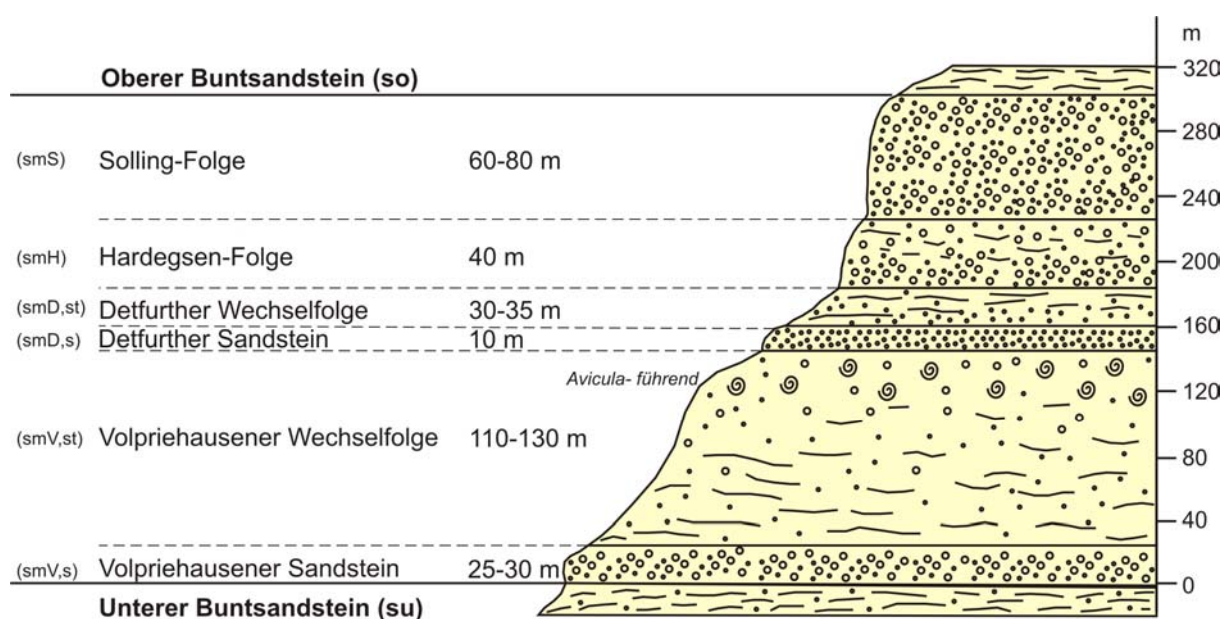


Abb. 4.7. Schematisches Profil des Mittleren Buntsandsteins im Kartiergebiet

Die Grenze zum Mittleren Buntsandstein, dem Basissandstein der Volpriehausen-Folge ist lithologisch anhand der einsetzenden Grobsandsteine und morphologisch durch den markanten Geländeknick eindeutig nachvollziehbar.

Typische Merkmale des Mittleren Buntsandsteins sind rotbraune, braunrote und violettrote Farben, der hohe Anteil grobkörniger Sedimente sowie ein deutlich erkennbarer, hoher Anteil an Feldspatklasten.

Die Gesamtmächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins im Kartiergebiet wird auf etwa 300 m geschätzt und liegt damit deutlich unter der Sedimentakkumulation der westlichen und zentralen Hessischen Senke. So lagerten sich z.B. im „Kasseler Loch“ über 600 m Siliziklastika ab (mündl. Angaben von Prof. Tietze, Marburg). Diese unterschiedliche Mächtigkeitsverteilung ist eine Folge der synsedimentären Bewegung der Eichsfeld-Altmark-Oberharz-Schwelle, an deren Rand sich das Kartiergebiet befand. Betroffen hiervon ist vor allem die Hardeggen-Folge, die von 230 m Mächtigkeit im Rheinhardswald auf weniger als 40 m im Arbeitsgebiet abnimmt und im Raum Eschwege völlig fehlt (sog. Hardeggen-Diskordanz nach TRUSHEIM 1961).

4.2.1.2.1 Volpriehausen-Folge (smV)

Der Volpriehausener Basissandstein stellt gemeinsam mit der Volpriehausener Wechselfolge die mit 140 bis 150 m mächtigste Folge des Mittleren Buntsandsteins im Kartiergebiet dar. RAMBOW (1976) berichtet aus Bohrungen auf den Blättern 4624 Hedemünden und 4625 Witzenhausen von ähnlichen Mächtigkeiten.

Volpriehausener Sandstein (smV,s)

Der mittel- bis dickbankige, blaßrotbraune bis gelbbraune Volpriehausener Sandstein setzt schlagartig über den tonig-schluffigen und feinsandigen Wechselfolgen des Unteren Buntsandsteins mit einer auffallenden Kornvergrößerung und einer deutlichen Geländestufe ein.

Innerhalb des grob- bis mittelkörnigen Sandsteins können Feinkieslagen mit bis zu 2 mm großen Milchquarzen und weißen Feldspatklasten eingeschaltet sein. Ebenfalls treten zentimeterdicke, lateral meist rasch auskeilende Tonlagen und an der Basis einzelner Sandsteinbänke auch bis zu einem Dezimeter große Tonchips auf. Zum Hangenden der 25 bis 30 m mächtigen Einheit nimmt die Korngröße ab.

Der häufig schräggeschichtete, aufgrund seiner Bindemittelarmut zuweilen mürbe und absandende Sandstein bildet knollige, faust- bis kopfgroße Lesesteine. Der

Volpriehausener Basissandstein umzieht die Hänge östlich der Ortschaft Fahrenbach und bildet die Gipfelregionen des Roggenbergs und des Kümmelrotkopfes. Interessant ist die saigere, fast überkippte Lagerung des smV,s am Nordrand des Roggenberges in der Nähe des Alten Gerichts. Aufschlüsse an Wegeböschungen und alten Steinbrüchen finden sich auf halber Höhe am Osthang des Fahrenbachtales (R: 3558030 / H: 5684270 und R: 3557290 / H: 5683700).

Volpriehausener Wechselfolge (smV,st)

Die Volpriehausener Wechselfolge bildet mit 110 m bis 120 m das mit Abstand mächtigste Schichtglied des Mittleren Buntsandsteins. Sie setzt sich aus einer Wechsellagerung von plattigen Ton-/Schluffsteinen mit dünn- bis dickplattigen Sandsteinlagen zusammen, in die wiederholt bankige, fein bis mittelkörnige, rotbraune und leicht violettstichige Sandsteine eingeschaltet sind. Den Abschluss dieser Einheit bilden die *Avicula*-Schichten.

Die Ton- und Schluffsteine der Wechselfolge weisen maximale Bankstärken von 15 cm auf und können durch Feinsandeinschaltungen Linsen- und Flaserschichtung entwickeln. Ihr Dunkelrot bis Dunkelrotbraun wird stellenweise von graugrün entfärbten Lagen abgelöst. Die fein- bis mittelkörnigen Sandsteine der Wechselfolge sind im allgemeinen tonig-ferritisch gebunden, plattig bis dünnbankig ausgebildet und durch den rhythmischen Korngrößenwechsel charakteristisch rotbraun und weißgrau laminiert. Die weißliche Sprenkelung einiger zartvioletter Sandsteine ist auf den erhöhten Feldspatgehalt zurückzuführen. Typische Merkmale sind außerdem die Ebenplattigkeit und die teilweise quarzitische Bindung einiger hellroter und grauer Sandsteinbänke. Sedimentstrukturen, wie Rippelmarken, Trocken- und Synäreserisse sowie Netzleisten und Belastungsmarken sind häufig zu finden. Im Gegensatz zur Bernburg-Folge sind die Sandsteinlagen der Volpriehausener Wechselfolge horizontbeständiger, dicker und plattiger ausgebildet (BECKER & KULICK 1999).

Im Gelände beginnt die Volpriehausener Wechselfolge mit einer deutlichen Hangverflachung über den liegenden Basissandsteinen. Als Lesesteine finden sich quarzitisch gebundene, scharfkantige, plattige bis dünnbankige, z.T. wellige, rotbraune Feinsandsteine in intensiv dunkelrotbraunen und zuweilen stärker tonigen Böden. Gelegentlich treten glimmerstäubige Mittelsandsteine auf.

Annähernd das obere Drittel der Volpriehausener Wechselfolge besteht aus vorwiegend hellbraunen bis hellrotbraunen, zuweilen graugrünen, ebenplattigen und gelegentlich dickbankigen Fein- und Mittelsandsteinen, die z.T. quarzitisch gebunden sind. Insgesamt nimmt die Häufigkeit und Korngröße der Sandsteine von unten nach oben zu (JACOBSHAGEN ET AL. 1993).

Charakteristisch für diesen Horizont ist die Muschel *Avicula murchisoni* (GEINITZ). Dieser meist in Steinkernerhaltung in der Sandsteinmatrix „schwimmende“ oder auf Schichtflächen in Rippeltälern zusammengeschwemmte Lamellibranchiat ist für die Kartierung im sonst fossilarmen Buntsandstein eine wertvolle Hilfe. Die bikonvexe Schale besitzt einen ovalen Umriß, ist schwach ungleichklappig und wird im Durchschnitt 4 bis 6 mm groß. Einzelexemplare bis 1,5 cm werden hin und wieder beobachtet (BECKER & KULICK 1999). In diesen Horizonten treten außerdem Abdrücke und Steinkerne von Estherien auf. Diese sind schalenbildende Krebstiere, die den Conchostraken zugeordnet werden und deren heutige Verwandte u.a. in periodisch austrocknenden Flachseen in Wüstengebieten vorkommen. WYCISK (1984) postuliert sogar eine marine Beeinflussung dieser Schichten.

Die *Avicula*-führenden Schichten wurden nicht als eigene Kartiereinheit dargestellt. Lediglich die sicheren *Avicula*-Fundpunkte sind in der geologischen Karte eingetragen worden.

4.2.1.2.2 Detfurth-Folge (smD)

Die Detfurth-Folge weist eine Mächtigkeit von 40 bis 45 m auf und beginnt mit einem morphologisch weniger auffälligen Grobsandstein, der von einer im Vergleich zur Volpriehausen-Folge stärker sandigen und weniger quarzitisch ausgebildeten Wechselfolge überlagert wird. An einer Waldwegeböschung (R: 3558300 / H: 5684180) in der Nähe des Höhenpunktes 363,1 steht die komplette Folge mit 40° bis 45° ESE –Fallen an.

Detfurth Sandstein (smD,s)

Der Detfurth Sandstein erreicht eine Mächtigkeit bis zu 10 m. Die ihn aufbauenden tonig-ferritisch gebundenen Sandsteine sind dünn- bis dickbankig und häufig schräg geschichtet. In grober körnigen Lagen können die oft gut gerundeten Körner Feinkiesgröße erreichen, wobei Milchquarze und Feldspäte deutlich hervortreten. Die Gesteinsfarbe variiert zwischen blassrotbraun, violettbraunrot bis dunkelbraunrot.

Eine Aufgliederung des Detfurther Sandsteins in zwei getrennte Sandsteinhorizonte (BECKER 1989 und HOLZAPFEL 1998) konnte im Kartiergebiet nicht durchgeführt werden. Auch bildet der Sandstein aufgrund seiner Bindemittelarmut keine besonders ausgeprägte Geländekante. Als Lesesteine treten faustgroße, schmutzig braunrote, rundliche und zuweilen knollige, stark absandende Sandsteine auf, die beim Anschlagen mit dem Hammer auseinanderspritzen. Die rotbraunen Verwitterungsböden sind sandig und schwach schluffig.

Detfurther Wechselfolge (smD,st)

Im Vergleich zur Volpriehausener Wechselfolge besitzt die etwa 30 m mächtige Detfurther Wechselfolge an ihrem Top einen deutlich höheren Tonsteingehalt, der sich wenige Kilometer weiter östlich bei Oberrieden zu einem etwa 8 m mächtigen Dachtonstein-Horizont entwickelt (MUNK 1983).

Der untere Teil der Wechselfolge wird von blassroten und ziegelbraunroten, dickplattigen, fein- bis mittelkörnigen Sandsteinen gebildet mit linsenartigen, dunkelroten und gräulichgrünen Ton- und Schluffsteinen, die einen erheblichen Anteil an Glimmer zeigen können. Schrägschichtung, Aufarbeitungshorizonte mit tonigen Intraklasten sowie Lagen mit unregelmäßig verteilten, gelblichbraunen und braungrauen Flecken bis zu 4 mm Durchmesser sind typisch. Charakteristisch für die Detfurther Wechselfolge sind auch dünnbankige, violettstichige bzw. lavendelfarbene Feinsandsteine, denen eine feine Streifung zu eigen ist. Die Böden sind meist auffallend rot und weisen vor allem im Hangenden einen deutlichen Tonanteil auf. Das Lesesteinbild wird von 5 cm bis 10 cm großen, kantigen und plattigen Feinsandsteinen beherrscht.

4.2.1.2.3 Hardeggen-Folge (smH)

Intensive epirogene Bewegungen der Hunsrück-Oberharz-Schwelle hatten eine Mächtigkeitsreduktion der Sedimente im Kartiergebiet zur Zeit des oberen Mittleren Buntsandsteins zur Folge. Diese seit TRUSHEIM (1961) als „Hardeggen-Diskordanz“ bekannte Erscheinung macht sich auch im Untersuchungsgebiet deutlich bemerkbar. Im Vergleich zu den etwa 240 m (WYCISK 1984, RAMBOW 1967) Siliziklastika im Zentrum der Hessischen Senke erreicht die Gesamtmächtigkeit der Hardeggen-Folge am Unterwerra-Grauackensattel rund ein Sechstel.

Im Gegensatz zu den beiden vorangegangenen Einheiten des Mittleren Buntsandsteins zeigt die Hardeggen-Folge keine deutliche Zweiteilung in einen

basalen Grobsandstein und eine hangende Wechselfolge. In der stratigraphischen Beschreibung und der Kartendarstellung wird deshalb auf eine Trennung in Basissandstein und Wechselfolge verzichtet.

Hardegseener Basissandstein (smH,s) und Hardegseener Wechselfolge (smH,st)

Die rund 20 m mächtige Hardegseener Wechselfolge beginnt nach MUNK (1983) mit einem grünem quarzitischem Feinsandstein. Sie baut sich aus fein- bis mittelkörnigen, dünn- bis dickplattigen, blass- bis ziegelroten Sandsteinen auf, in denen rote und grüngraue Schluff- und Tonsteine eingeschaltet sind.

Die Hardegseener-Folge ist gekennzeichnet durch dickbankige bis massige Mittel- und Grobsandsteine mit uneinheitlicher Farbgebung: Schmutzig rotbraune, hellbraunrote und gelblichbraune Farben treten in engem Wechsel mit zartrosa, hellgelblichweißen und gräulichen Tönen auf. Schrägschichtung sowie das linsen- bis nesterartige Auftreten von gröberen, gut gerundeten Körnern sorgt für eine Farbstreifung. Markant sind dunkelgelbbraune Flecken von bis zu 2 cm im Durchmesser, die häufig starke Bindemittelarmut aufweisen und deshalb an der Oberfläche der meist faust- bis kindskopfgroßen, knolligen Lesesteine „pockennarbig“ auswittern. Zu dem sind bis zu 3 mm große Eisen- und Manganflecken häufig, die zu ihrem Zentrum hin deutlich dunkler werden. Die basalen Sandsteinbänke bilden meist eine merkliche Hangversteilung.

Die recht sandigen Verwitterungsböden dieser Folge zeigen deutlich rote Farben.

Die Hardegseener-Folge kommt im Kartiergebiet an der Westflanke des Altmorschener Grabens vor und ist am Hellenberg, am Hainskopf und an der Ostabdachung des Roggenberges anzutreffen.

4.2.1.2.4 Solling-Folge (smS)

Mit der 60 bis 80 m mächtigen Solling-Folge endet die Sedimentation des Mittleren Buntsandsteins. Die Gliederung in Wilhelmshausener, Trendelburger, Karlshafener und Stammener Schichten (BECKER & KULICK 1999) bzw. in Bausandstein und Chirotheriensand (ORTLAM 1969, MUNK 1983) konnte im Arbeitsgebiet aufgrund der geringen Zahl brauchbarer Aufschlüsse und der tektonischen Beanspruchung dieses Schichtgliedes nicht durchgeführt werden.

Die Solling-Folge besteht vor allem aus grob- bis mittelkörnigen Sandsteinen, die in der Regel rotbraun bis grauviolett und graugelb gefärbt sind. Aufgrund ihrer

Dickbankigkeit und ihres kieseligen und teilweise karbonatischen Bindemittels bilden sie einen deutlichen Hanganstieg über der Hardeggen-Wechselfolge. Die untergeordnet auftretenden dünnen, roten und grünen Ton- und Schluffsteinlagen keilen meist rasch lateral aus. Feinkieslagen mit bis zu 4 mm großen Milchquarzgeröllen sind vereinzelt, planare sowie trogförmige Schrägschichtung dagegen häufig anzutreffen. Typisch sind mehrere Dezimeter bis Meter große, mittelbankige, violettstichige, graugelbe und fleischrote Lesesteinblöcke mit bis zu 3 cm im Durchmesser reichenden Löchern und ähnlich großen Eisen-Mangan-Flecken. Die hellrotbraunen und grauweißen Böden und Verwitterungsbildungen der Solling-Folge sind stark sandig. Im untersuchten Gebiet kommen die meist von Wäldern bewachsenen Flächen der Sollingfolge oberhalb und unterhalb des Steinbusens, am Hellenberg sowie am Hainskopf vor.

4.2.1.3 Oberer Buntsandstein (so)

Der Röt gilt als das Bindeglied zwischen den fluviatil-lakustrinen Siliziklastika des Mittleren Buntsandsteins und den flachmarinen Karbonaten des Unteren Muschelkalks.

Schon zum Ende der Solling-Folge wurde das Germanische Becken, verursacht durch eine leichte Schollenkipfung über die Ostkarpatenpforte mit einem salinaren Flachmeer überflutet (LANGBEIN 1985). Während unter vornehmlich ariden Bedingungen im zentralen Bereich des Beckens Karbonate und Evaporite zur Ablagerung kamen, hielt die klastische Rotsedimentation zu den Rändern hin an.

Im Arbeitsgebiet besteht die rund 110 m mächtige Röt-Abfolge hauptsächlich aus rotbraunen, violettroten und untergeordnet auch grauen und grünen Ton-, Schluff- und Mergelsteinen. In diese eingeschaltet, treten graue und weiße Gipssteine, graue und gelbe Dolomitsteine und rotbraune, weißlich und graugrünliche, teilweise quarzitisches Feinsandsteine auf.

Nach WENZEL (1994) können die Röt-Einheiten in Nordhessen anhand lithologischer und farblicher Unterschiede untergliedert werden (Tab. 4.2). Diese Differenzierung entspricht weitgehend der Gliederung HINZES (1967) in Röt 1 bis 4.

Im Kartiergebiet konnte diese Einteilung an den Hängen des östlichen Gelstertales südlich von Hundelshausen nur unbefriedigend nachvollzogen werden und wurde nicht in die geologische Karte übernommen. Die Untergliederung der Rötserien in den Explorationsbohrungen der Fa. Knauf geschah durch HOLZAPFEL (1998).

Zusammen mit den Ablagerungen des Muschelkalks und Keupers treten die Röt-Gesteine im Kartiergebiet immer im Zentrum der saxonischen Gräben und als allochthone Triasschollen auf.

Tab. 4.2. Röt-Gliederung in Nordhessen nach WENZEL (1994)

Unterer Muschelkalk	Unterer Wellenkalk	muW1	33 m
Röt (Oberer Buntsandstein)	Myophorienschichten	soMS	5 m
	Obere Bunte Schichten	soOBS	30 m
	Rote Schichten	soRS	25 m
	Untere Bunte Schichten	soUBS	20 m
	Graue Schichten	soGS	30 m
Mittlerer Buntsandstein	Solling-Folge	smS	60 m

4.2.1.3.1 Graue Schichten (soGS bzw. Röt 1)

Bei söhliger Lagerung setzt der Obere Buntsandstein über der Solling-Folge mit einer deutlichen Hangverflachung ein. Die rund 30 m mächtigen Grauen Schichten bestehen aus grauen und grüngrauen Tonsteinen, in denen graue und weiße Gipssteine zwischengeschaltet sind. Infolge der Auslaugung wechselt die angegebene Mächtigkeit sehr stark. Die grünlichgrauen Residualbildungen stellen einen sehr markanten, ausgeprägt plastischen, tiefgründigen Pelosol dar, der zumeist als Weideland genutzt wird.

4.2.1.3.2 Untere Bunte Schichten (soUBS bzw. Röt 2)

Die 20 m mächtigen Unteren Bunten Schichten werden aus rotbraunen und grüngrauen Ton-, Schluff- und Mergelsteinen aufgebaut, die mit geringmächtigen Sandsteinen, Dolomitsteinen und Gipssteinen wechsellagern. Typische Lesesteine sind mürbe, plattige, schmutzig-rotbraune, glimmerstäubige Mittel- bis Feinsandsteine.

Die Abgrenzung zu den liegenden Grauen Schichten erfolgt anhand des Farbwechsels. Die Grenzziehung zu den hangenden Roten Schichten ist kartiertechnisch nur schwer durchführbar. Kennzeichnend für den Ausbiss der Unteren Bunten Schichten sind dünnplattige bis plattige, grüngraue, quarzitisches Feinsandsteine, die aufgrund ihrer Härte und Verwitterungsresistenz als Lesesteine anfallen und die Hänge überschütten. Typisch an ihnen sind die an der Oberfläche

auftretenden sternförmigen Steinsalzpseudomorphosen und die kubischen, bis 1 mm im Durchmesser großen Hohlräume im Inneren. HINZE (1967), WENZEL (1994) und SEIDEL (1995) nutzen diese „Quarzite“ zur Röt-Stratigraphie.

4.2.1.3.3 Rote Schichten (soRS bzw. Röt 3)

In der Bohrung BK 39 (im Norden des aktiven Steinbruches, Anl. 4.2) konnte HOLZAPFEL (1998) über gipsführendem Röt 2 bis zu 11 m mächtige Ton- und Schluffsteine der Roten Schichten (Röt 3) nachweisen.

Sie bestehen aus rotbraunen, polygonal-bröckelig zerfallenden, schichtungslos erscheinenden Ton-, Schluff-, und Mergelsteinen, die charakteristische graugrüne, globuläre „Reduktionshöfe“ zeigen. Diese teilweise bis zu 10 cm, im Mittel aber meist nur 0,2 - 0,5 cm großen Flecken enthalten häufig im Zentrum einen schwarzen, Bruchteile von Millimetern messenden Kern. In der Literatur werden diese „Bleichungshöfe“ durch erhöhte Gehalte an Vanadium und Strontium (RÖSING 1966) erklärt, die zur Reduktion des dreiwertigen Eisens (Fe^{3+}) des Hämatits zu Fe^{2+} geführt haben sollen.

Nach Messungen am Raster-Elektronen-Mikroskop der Uni Marburg besitzen die Bleichungshöfe tatsächlich einen erhöhten Gehalt an Vanadium. Im Zentrum der schwarzen Partikel tritt Titan deutlich hervor, während Eisen und Vanadium hier allerdings fehlen und auch Silizium stark erniedrigt ist. Ein ungewöhnlich hoher Strontiumgehalt war in den Proben nicht nachweisbar (MÖBUS 1998).

4.2.1.3.4 Obere Bunte Schichten (soOBS bzw. Röt 4) und Myophorienschichten (soMS)

Die Oberen Bunten Schichten bestehen aus 30 m mächtigen, graugrünen, rotvioletten und rotbraunen Ton- und Mergelsteinen, ebensolchen Schluffsteinen und rotweißen Knollengipssteinbänken, in die sich Dolomit- und Feinsandsteine einschalten (WENZEL 1994).

Während der Übergang von den Roten Schichten durch den deutlichen Farbwechsel von rotbraun nach rotviolett und graugrün gekennzeichnet ist, sind die 5 bis 6 m mächtigen Myophorienschichten neben einem farblichen durch einen deutlichen lithologischen Wechsel von den Oberen Bunten Schichten getrennt. Es treten zunehmend graugelbe Ton- und Mergelsteine auf, deren Kalzit- und Dolomitgehalt nach oben hin zunimmt und somit zur Fazies des Unteren Muschelkalks überleitet.

An der Schutzhütte etwa 1 km SSE der Hundelshäuser Schule ist der Übergang zum Muschelkalk kartiertechnisch nachvollziehbar (R: 3559580 / H: 5683060).

4.2.2 Muschelkalk (m)

Während im Kartiergebiet Gesteine des Buntsandsteins hauptsächlich die Randschollen der saxonischen Gräben aufbauen, dominieren tektonisch isolierte und eigenständige Schollen aus Muschelkalk die jeweiligen Grabenzentren.

Gegliedert wird der Muschelkalk in drei Einheiten: Unterer (mu), Mittlerer (mm) und Oberer Muschelkalk (mo). Die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalks beträgt im Arbeitsgebiet etwa 220 m. Der Untere Muschelkalk (mu) setzt sich unter ungestörten Verhältnissen mit einer sehr deutlichen morphologischen Steilstufe gegen die vornehmlich aus Tonsteinen aufgebaute Folge des Oberen Buntsandsteins ab. Die im tethydischen Randmeer abgelagerten fossilreichen Wellenkalk-, Kalkmergel- und Kalksteine sind durch horizontbeständige, bioklastische und ooidführende Kalksteinbänke intern gliederbar. Überlagert wird der Untere Muschelkalk von verwitterungsanfälligen Ton- und Mergelsteinen des Mittleren Muschelkalks, denen Sulfate und Zelldolomite zwischengeschaltet sind. Den Abschluss bildet der Obere Muschelkalk. Aufgrund seiner Kompetenz und Verwitterungsresistenz erzeugt dessen unterste Einheit, der Trochitenkalk, einen weiteren markanten und gut verfolgbaren Geländeanstieg. Die anschließenden Ceratitenschichten bestehen vorwiegend aus plattigen bis bankigen Kalksteinen, in denen zum Hangenden die Tonsteinlagen sukzessive an Anzahl und Mächtigkeit zunehmen. Letztere neigen deshalb zur Bildung von Verebnungsflächen.

4.2.2.1 Unterer Muschelkalk (mu)

Der etwa 110 m mächtige Untere Muschelkalk ist im Bearbeitungsgebiet das marine Bindeglied zwischen zwei salinaren Folgen; dem liegenden Röt und dem hangenden Mittleren Muschelkalk. Lithologisch und auch farblich hebt sich der überwiegend graue, kalzitische Untere Muschelkalk von den liegenden roten Tonsteinen des Röts und den hangenden gelblichen Ton- und Dolomitsteinen des Mittleren Muschelkalks ab. Als typischer Verwitterungsboden der Kalksteine des Unteren Muschelkalks sind Rendzinen anzutreffen.

Die unten angegebenen Mächtigkeiten stützen sich zum einen auf Literaturangaben sowie auf eigene Profilaufnahmen an Wegeböschungen des Hainkopfes und im Steinbruch südlich des Steinbusens, westlich der B 451 gelegen. Bisher nicht

eindeutig differenzierbar sind Reste von Unterem Muschelkalk innerhalb der allochthonen Triasschollen.

Die Wellenkalk- und Kalkmergelsteine werden durch horizontbeständige, bioklastische und ooidführende, harte, charakteristische Kalksteinbänke in 7 kartierbare Einheiten unterteilt (DÜNKEL & VATH 1990):

Hangendes:	Mittlerer Muschelkalk	mm	
	<i>orbicularis</i> - Schichten	muOR	3 m
	Schaumkalk-Zone	muS	12 m
	Oberer Wellenkalk	muW3	12 m
	Terebratel-Zone	muT	7,5 m
	Mittlerer Wellenkalk	muW2	28 m
	Oolith-Zone	muOo	8 m
	Unterer Wellenkalk	muW1	33 m
Liegendes:	Myophorienschichten	soMS	

4.2.2.1.1 Unterer Wellenkalk (muW1)

Der rund 33 m mächtige Untere Wellenkalk setzt über den Basisgelbkalken bzw. Grenzgelbkalken am Top der Myophorienschichten des Röts mit einer Dezimeter mächtigen, konglomeratartigen Kalksteinbank ein, in der neben zahlreichem Fossilschill Ooide, Pseudooide und vor allem Intraklasten auftreten. Die Intraklasten selbst stellen plattige Fragmente von verfestigten oder teilweise verfestigten, matrixgestützten, mikritischen, blaugrauen Mergelkalksteinen dar, die häufig eine Imbrikation aufweisen und zu regelrechten Konglomeraten angehäuft sind. AIGNER (in EINSELE & SEILACHER 1982) deutet diese Gesteine als Tempestite (Abb. 4.8).

Das erste Drittel des Unteren Wellenkalks besteht aus einer Vielzahl ebenplattiger, grauer bis dunkelgrauer, mikritischer Kalksteine mit Mergelbestegen. Einige sehr harte, bioklastische, z.T. ooid- und intraklastenführende, dünnbankige Kalksteinlagen sowie Gelbkalkhorizonte sind ebenfalls eingeschaltet. Gesteine in typischer Wellenkalkausbildung treten in den beiden hangenden Dritteln des muW1 auf. Es handelt sich dabei um graue, wellige bis flaserige, dünnplattige bis dickplattige Kalkmergelsteine, die häufig durch eine starke Bioturbation gekennzeichnet sind. Sie zerfallen kleinstückig. Außerdem kommen engständige Wechsellagerungen von 1 cm

bis 2 cm dicken, grauen, festen, mikritischen Kalkmergelsteinen mit bis zu 0,5 cm bis 1 cm dicken Tonmergellagen vor, deren Schichtung ebenfalls deutlich wellig bis unebenflächig ausgebildet ist. Typisch ist auch das Auftreten einer dünnen Linsen- und Flaserschichtung. Allen gemeinsam ist das durch Sedimentwühler hervorgerufene häufige Auftreten bioturbater Gefüge, die bis zur vollständigen Unkenntlichmachung der Schichtung führen können. Die U-förmigen Spreitenbauten von *Rhizocorallium* sp. und *Pholeus* sp. sind gerade in diesen Gesteinen sehr häufig. Der muW1 endet an der Unteren Oolithbank.

In die Wellenkalksteine sind außerdem lateral auskeilende Schillkalksteine eingeschaltet, die Rinnenfüllungen darstellen. Oft führen diese Crinoidenstielglieder und Schalen von Lamellibranchiaten wie *Lima (Plagiostoma) lineata* und *Hoernesia socialis*.

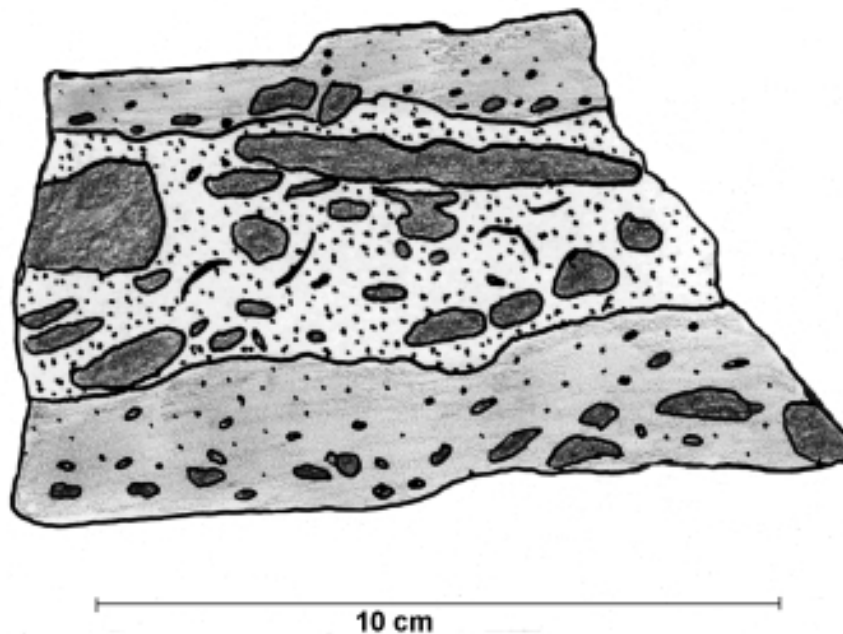


Abb. 4.8. Ausschnitt einer tempestitischen Kalksteinbank innerhalb des muW1: Bio- Oo- Intra- Sparit (floatstone) mit undeutlicher Imbrikation mikritischer Intraklasten (mudstones) innerhalb normal gradierter Oo- Intra- Mikriten (wackestones)

4.2.2.1.2 Zone der Oolithbänke (muOo)

Die 7,5 m bis 8,0 m mächtige Oolithzone ist am Nordwesthang des Flachsbaues aufgeschlossen und stellt wegen ihrer Gelbkalke eine kartiertechnisch wertvolle Hilfe dar.

Für die Oolithzone stellte BUSSE (1956) folgende bis heute übliche Gliederung auf:

Hangendes:	Mittlerer Wellenkalk	(muW2)	
	Obere Oolithbank	(Ooß)	0,3 m
	Oberes Graues Zwischenmittel	(O.Gr.Z.)	0,5 m
	Gelbes Zwischenmittel	(Gl.Z.)	2,5 m
	Unteres Graues Zwischenmittel	(U.Gr.Z.)	1,8 m
	Untere Oolithbank	(Ooα)	2,8 m
Liegendes:	Unterer Wellenkalk	(muW1)	

Untere Oolithbank (Ooα)

Die 2,8 m mächtige Untere Oolithbank beginnt mit einer 1,8 m mächtigen Bankfolge grauer bis mittelgrauer, relativ ebenflächiger, dichter Kalksteine, in die bis zu 20 cm starke, graugelbe, bankige und linsenartige Bio-Oo-Arenite eingeschaltet sind. Letztere zeigen eine deutliche Gradierung und sind in ihr Liegendes rinnenartig eingeschnitten.

Den Abschluss der Unteren Oolithbank bilden harte, teilweise dolomitisierte, bis ca. 30 cm mächtige, schräg geschichtete Oosparite, die im frischen Bruch graugelb und im angewitterten Zustand rötlich-gelbbraun gefärbt sind und schaumig wirken. Die meist 0,2 - 0,5 mm im Durchmesser reichenden Ooide und Pseudooide sind vor allem im angewitterten Zustand leicht an ihrer Form und durch ihr Absanden erkennbar.

Unteres Graues Zwischenmittel (U.Gr.Z.)

Das 1,8 m mächtige Untere Graue Zwischenmittel wird aus mäßig festen bis festen, hellgrauen, flaserigen und plattigen Kalkmergelsteinen aufgebaut, die horizontweise eine intensive Bioturbation erfahren haben und in Wellenkalkfazies vorliegen. Am Top dieser Einheit nimmt der Dolomitgehalt deutlich zu und weist auf einen Wechsel zu halineren Bedingungen hin (DÜNKEL & VATH 1990).

Gelbes Zwischenmittel (Gl.Z.)

Diese 2,5 m mächtige Einheit besitzt den größten Leitwert der gesamten Oolithzone. Es handelt sich um eine Abfolge dottergelber, harter, dünnbankiger und ebenflächiger, dolomitischer Mikrite, die größtenteils strukturlos sind und nur in seltenen Fällen eine Lamination aufweisen. Sie sind weitgehend fossilfrei und führen

stellenweise zentimetergroße Kalzitdrusen. Eng an diese Gelbkalke gebunden sind braungelbe, mäßig harte, dolomitische, wellige und dünnplattige Mergelkalksteine, die vor allem an der Basis und im mittleren Abschnitt deutlich bioturbat sind. Unterbrochen werden die gelbgefärbten Bereiche durch zwei graue, wellig-flaserige Kalkmergelsteinlagen.

Oberes Graues Zwischenmittel (O.Gr.Z.)

Mit dem Ende der Gelbkalke beginnt das 50 cm starke Obere Graue Zwischenmittel. Es wird von grauen bis graugelben, plattigen bis dickplattigen, welligen Kalkmergelsteinen aufgebaut.

Obere Oolithbank (Ooß)

Bei der Oberen Oolithbank handelt es sich um eine relativ ebenflächige, dichte, harte, braun verwitternde Kalksteinbank mit einer Gesamtmächtigkeit von etwa 30 cm.

4.2.2.1.3 Mittlerer Wellenkalk (muW2)

Der Mittlere Wellenkalk umfasst den Bereich zwischen der Oberen Oolithbank und der Unteren Terebratelbank. Seine Mächtigkeit beträgt 28 m. Er ist aus überwiegend grauen, wellig-flaserigen, plattigen Kalkmergelsteinen aufgebaut, die mit ebensolchen Mergelkalksteinen wechsellagern. Der Mittlere Wellenkalk knüpft damit an die fazielle Ausbildung des oberen Teils des Unteren Wellenkalks an. Typisch sind dickplattige bis dünnbankige Fossilkalksteine, deren Fauna sich aus Gastropoden, Bivalven, Brachiopoden und zuweilen Crinoidenstielgliedern zusammensetzt. Die Schillagen keilen lateral aus und schwanken in ihrer Mächtigkeit erheblich. Sie sind meist erosiv in den unterlagernden Wellenkalk eingeschnitten.

Der Mittlere Wellenkalk zeigt neben seiner unebenen, welligen Ausbildung zusätzliche syn- bis frühdiagenetische Deformationen, die auch im Unteren und Oberen Wellenkalk auftreten. Dazu gehören neben den bioturbaten Spuren von *Pholeus* sp. und *Rhizocorallium* sp. vor allem „slumping structures“, frühdiagenetische Rutschhorizonte und Trümmerstromsedimente („debris flows“). Diese bleiben über den Aufschlussbereich hinaus horizontbeständig (HORN in MOTZKA-NÖRING 1987). Zum spätdiagenetischen Inventar gehören außerdem die

häufig auftretenden Sigmoidalklüfte, Gleittreppungen und Striemungen, die aber ebenfalls in allen anderen Wellenkalkserien verbreitet sind.

Im mittleren und oberen Teil des Mittleren Wellenkalks liegen 15 m und etwa 5,5 m unter der Basis der Terebratel-Zone zwei Horizonte mit 2,4 m bzw. 2,0 m mächtigen mittel- bis dickbankigen oolithischen Kalksteinen, die neben intraformationalen Geröllen deutliche Schillführung aufweisen. Bezeichnend für diese Oo-Intra-Biosparite ist ihr knaueriger Habitus, der auf Anbohrungen und ehemalige Hartgründe schließen lässt. Diese Abschnitte haben starke Ähnlichkeit mit den folgenden Terebratelbänken und können im Gelände zu Verwechslungen führen.

4.2.2.1.4 Zone der Terebratelbänke (muT)

Die Terebratelzone ist die am stärksten verwitterungsresistente Serie innerhalb des Unteren Muschelkalks. Vollständige Profile der 7,5 m bis 8,0 m mächtigen Terebratel-Zone liegen im Kartiergebiet am SE-Hang des Hainskopfes vor (R: 3561950 / H: 5686850).

Die heute übliche Dreigliederung geht bereits auf FRANTZEN (1889) zurück:

Hangendes:	Oberer Wellenkalk	(muW3)	
	Obere Terebratelbank	(muT2)	2,0 m
	Wellenkalkzwischenmittel	(ZmT)	1,8 m
	Untere Terebratelbank	(muT1)	3,8 m
Liegendes:	Mittlerer Wellenkalk	(muW2)	

Untere Terebratelbank (muT1)

Die 3,8 m mächtige Untere Terebratelbank (muT1) ist durch ein Wellenkalkzwischenmittel (ZmT) von der geringer mächtigen Oberen Terebratelbank (muT2) getrennt. Die Untere Terebratelbank ist eine Bankfolge sehr harter, dichter, graublauer, knaueriger Kalksteine. Neben grauen, dünnbankigen Mikriten treten außerdem oolithische, meist bräunlich verwitternde, fossilreiche Kalksteinbänke mit Bankmächtigkeiten von bis zu 80 cm auf, die eine deutliche Schrägschichtung zeigen. Aufgrund Anlösung kugelig und ellipsoider Ooide und Pseudooide erhält das Gestein ein löchrig-poröses Aussehen. Intraformationale Gerölle sind auf die untere Hälfte der Bankfolge beschränkt.

Charakteristisch für die Untere wie auch Obere Terebratelbank sind Hartgründe und hartgrundähnliche Schichtflächen. Außerdem wird von einem Bewuchs mit Serpeln, Crinoiden und Cirripediern berichtet (DÜNKEL & VATH 1990).

Wellenkalkzwischenmittel (ZmT)

Das etwa 1,8 m mächtige Wellenkalkzwischenmittel ist durch scharfe lithologische Grenzen im Hangenden und Liegenden definiert. Es liegt in typischer Wellenkalkfazies vor. Dunkelgraue, flaserig-knauerige Lagen von Kalkmergelsteinen mit kleinen synsedimentären Rutschhorizonten bauen diese Gesteinseinheit auf.

Obere Terebratelbank (muT2)

In der Oberen Terebratelbank setzt sich das Sedimentationsgeschehen in ähnlicher Art und Weise fort wie in der Unteren Terebratelbank. Ihre Mächtigkeit liegt zwischen 1,8 m und 2,0 m. Es handelt sich um eine Abfolge von harten, dünn- bis dickbankigen, häufig schräg geschichteten, graubraunen, fossil- und intraklastenreichen, oolithischen Kalksteinen, die mit grauen, dichten, knauerigen und sehr harten Mikriten und mergeligen Kalksteinen wechsellagern. Hartgründe, Anbohrungen und löchrig-kavernöse Anlöseerscheinungen entsprechen denen der Unterbank. Bemerkenswert sind Anhäufungen pentagonaler Trochiten, zu denen sich ebenfalls *Holocrinus*-Reste gesellen. Der namensgebende Brachiopode *Terebratula*, heute *Coenothyris vulgaris*, ist sehr selten anzutreffen.

4.2.2.1.5 Oberer Wellenkalk (muW3)

Der Obere Wellenkalk ist durch die Kalksteinbänke der Oberen Terebratelbank und der untersten Schaumkalkbank deutlich abgegrenzt. Seine Mächtigkeit kann im Arbeitsgebiet mit 12,0 m angegeben werden (R: 3558660 / H: 5683030). Wie der Untere und Mittlere besteht der Obere Wellenkalk aus grauen, teilweise dunkelgrauen, wellig-flaserigen, plattigen Kalkmergelsteinen, die in einigen Horizonten starke Bioturbation und synsedimentäre Rutschgefüge zeigen. Im allgemeinen sind die Kalkmergelsteine des Oberen Wellenkalks in ihrer Absonderung etwas plattiger und ebenflächiger und können deshalb im Lesesteinbild von den liegenden Wellenkalk-Einheiten unterschieden werden.

Diskordant-erosiv sind in diese Kalkmergelsteine dickplattige, bis max. 10 cm mächtige Schillkalksteine eingeschaltet, die in ihrer Mächtigkeit schwanken und häufig ein laterales Auskeilen erkennen lassen. Es handelt sich dabei um mikritische

pack- und *wackestones*, die hauptsächlich aus Fragmenten von Gastropoden- und Bivalvenschalen bestehen. Besonderen Leitwert kommt dabei einer bis zu 50 cm dicken Kalksteinbank zu, die ca. 2,4 m über dem Top der Oberen Terebratelbank liegt. Es handelt sich dabei um das von RÖSING (1966) für den nordhessischen Raum beschriebene *Hirsutina*-Bänkchen. Neben *Encrinus*- und *Holocrinus*-Trochiten enthält der Bio-Oosparit *Hirsutella* [*Hirsutina*] *hirsuta* (SCHLOTHEIM).

Der Obere Wellenkalk endet in einem 160 cm dicken Paket aus dickplattigem, graugelbem bis eifarbenem, dolomitischem Mergelkalkstein und dolomitischem Gelbkalk.

4.2.2.1.6 Zone der Schaumkalkbänke (muS)

Die ca. 12 m mächtige Zone der Schaumkalkbänke umfasst den Bereich zwischen den „Gelbkalken“ des Oberen Wellenkalks und dem Basisgelbkalk der hangenden *orbicularis*-Schichten. Es handelt sich um drei, durch wellige Mergelkalkstein-Zwischenmittel voneinander getrennte, oolithische Kalksteinlagen, die in ihrer Mächtigkeit stark wechseln können (GÖTZ 1994). Die 1889 von FRANTZEN & V. KOENEN vorgeschlagene Gliederung in 5 Zonen besitzt auch heute noch ihre Gültigkeit:

Hangendes:	<i>orbicularis</i> -Schichten	(muOR)	
	Obere Schaumkalkbank	(X3)	0,6 m
	Oberes Zwischenmittel	(oZmX)	4,0 m
	Mittlere Schaumkalkbank	(X2)	1,0 m
	Unteres Zwischenmittel	(uZmX)	5,0 m
	Untere Schaumkalkbank	(X1)	1,7 m
Liegendes:	Oberer Wellenkalk	(muW3)	

Diese Untergliederung war im Kartiergebiet aufgrund mangelnder Aufschlüsse nicht möglich. Die Mächtigkeitsangaben entstammen aus BUSSE (1964), der den Muschelkalk im Meißnergebiet untersucht hat.

Schaumkalkbänke (X1, X2 und X3)

Die unterschiedlich mächtigen Schaumkalkbänke stellen Bankfolgen dünn- bis mittelbankiger, grau- bis beigefarbener, teilweise schaumig aufgewitterter, feinoolithischer Kalksteine dar, die häufig Intraklasten führen. Neben pentagonalen

und runden Trochiten kann Zweischalerschill gesteinsbildend auftreten. Durch angebohrte Hartgründe, die dem Gestein im angewitterten Zustand ein löchriges Aussehen verleihen, ähneln diese den Kalksteinen der Terebratelbänke. Erwähnenswert sind außerdem beige-gelbe, dolomitische Kalkmergelsteinbänder, die mit Kalzitkriställchen ausgekleidete Drusen enthalten, die Größen bis 3 cm im Durchmesser erreichen können.

Unteres und Oberes Zwischenmittel (uZmX, oZmX)

Die Zwischenmittel trennen die Untere, Mittlere und Obere Schaumkalkbank voneinander und bestehen aus gleichförmigen, gelblich grauen, dolomitischen, dickplattigen Mergelkalksteinen und dolomitischen Wellenkalkfolgen, die von mit Kalzit ausgefüllten Klüften durchzogen sind. Horizontweise treten Muschelpflaster und bioturbate Gefüge auf.

4.2.2.1.7 orbicularis- Schichten (muOR)

Bei den 3 m mächtigen *orbicularis*-Schichten (DÜNKEL & VATH 1990) handelt es sich um dünnplattige bis plattige, gelblichgraue und beigefarbene Mergelkalksteine, die z.T. einen erheblichen Dolomitgehalt aufweisen. Der Fossilinhalt setzt sich fast ausschließlich aus der namensgebenden *Neoschizodus orbicularis* zusammen. Die Pelecypoden liegen dicht an dicht gedrängt auf den Schichtoberseiten in Steinkernerhaltung vor. Muschelpflaster sind als typische Lesesteine häufig anzutreffen. Der Übergang zum Mittleren Muschelkalk erscheint fließend, zumal die von DÜNKEL & VATH (1990) beschriebene geröllführende Grenzbank X4 im Lesesteinbild nicht auszuhalten ist.

In der geologischen Karte sind die *orbicularis*-Schichten mit der Schaumkalkzone zusammengefasst.

4.2.2.2 Mittlerer Muschelkalk (mm)

Die Ablagerungen des 45 bis 50 m mächtigen Mittleren Muschelkalks entstammen einer lagunär-salinaren Fazies eines flachen Binnenmeeres, in dem es durch teilweise Schließung bzw. Hebung der Ostkarpatenpforte zur Ausbildung von Evaporiten, Karbonaten und Ton- und Mergelsteinen kam.

Eine Fünfgliederung nach SEIDEL (1995), wie sie für den benachbarten thüringischen Raum angewandt wird, oder nach HORN (1982), der eine Unterteilung in Unterer

Dolomit, Gips-Tonstein-Folge und Oberer Dolomit vorschlägt, ist infolge fehlender Aufschlüsse im Kartiergebiet nicht durchführbar.

Der Ausbiss des Mittleren Muschelkalks ist immer durch eine deutliche Hangverflachung gekennzeichnet. Als Lesesteine treten plattige, mürbe, dunkelgraue Mergelsteine und hellgelbe bis gelbgraue, mergelige Dolomitsteine auf, von denen oft nur das harte, zellige Verwitterungsprodukt, der sogenannte Zellenkalk oder Zelldolomit, hervorscheinen. Der Verwitterungsboden besteht aus leicht- bis mittelplastischem, tonigem Schluff, dessen Färbung zwischen fahlgraugrün und gelbbraun wechselt. Gipsknollen, authigene Quarze oder knollige Hornsteinkonkretionen waren nicht aufzufinden.

Besondere Bedeutung für die Tektonik haben die Vorkommen von Mittlerem Muschelkalk am Behälterskopf, in der Nähe des Alten Gerichts sowie am Gottesberg. Diese zählen zu den allochthonen Triasschollen und lagern Gesteinen des Zechsteins direkt auf. Anhand der Zusammensetzung von Schwefel-Isotopen konnten in der Bohrung BK 29 (Gottesberg, Anl. 4.1) eindeutig Sulfatgesteine des Mittleren Muschelkalks erkannt werden, die unvermittelt über dem Werra-Anhydrit (A1) anstehen und zum Teil mit diesem haselgebirgsartig ineinander verschuppt sind (HOLZAPFEL 1998).

Allgemein treten im Ausstrich des Oberen Muschelkalks immer wieder erdfallartige Senken und Dolinen auf, die das Vorhandensein von verkarstungsanfälligem Gestein im Untergrund anzeigen (so z.B. am Steinbusen). Es ist davon auszugehen, dass es sich zum einen um die Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks handelt, zum anderen kann ein nicht unerheblicher Anteil auf Auslaugung von seicht bis mitteltief liegenden Zechstein-Evaporiten zurückzuführen sein (Kap. 5).

4.2.2.3 Oberer Muschelkalk (mo)

Der Beginn des Oberen Muschelkalks ist an die Öffnung des Germanischen Beckens zur Tethys über die Burgundische Pforte geknüpft. Dadurch verbesserten sich die Lebensbedingungen im epikontinentalen Flachmeer so sehr, dass riesige Seelilienfelder entstanden, deren Reste sich heute als Trochitenkalk wiederfinden. Eine weitere Vertiefung des Beckens führte zur Ablagerung mariner, plattiger Kalk-, Mergel- und Tonsteine, in denen häufig Cephalopoden der Ordnung Ceratitida vorkommen. Gegen Ende des Oberen Muschelkalks setzte eine Regression ein, die sukzessive zu den Deltasedimenten des Lettenkeupers überleitete.

Die Gesamtmächtigkeit des Oberen Muschelkalks konnte im Kartiergebiet nicht ermittelt werden. Während RITZKOWSKI (1978) für den Unterwerrasattel 90 m angibt, beschränkt HOLZAPFEL (1998) die Gesamtmächtigkeit auf 55 m. JACOBSHAGEN ET AL. (1993) rechnen mit insgesamt 60 bis 70 m Oberen Muschelkalk.

4.2.2.3.1 Trochitenkalk (moT)

Durch seine Verwitterungsresistenz bildet der 10 m bis 15 m mächtige Trochitenkalk über dem Mittleren Muschelkalk eine auffällige Steilkante. Da auch hier geeignete Aufschlüsse fehlen, ist eine Gliederung nach BUSSE (1952) nicht möglich. Es sei auf HIEKE (1967) verwiesen, der in Mollenfelde auf Blatt 4525 Friedland eine Profilaufnahme durchführte.

Die den Trochitenkalk aufbauenden oolithischen, fossilreichen Kalksteine sind mittel- bis dickbankig, sehr hart und teilweise splitterig. Die meist grauen bis gelblichgrauen Kalksteine bestehen horizontweise fast ausschließlich aus Crinoidenstielgliedern der Seelilie *Encrinurus liliiformis* (LAMARCK). Einige dieser Oo-Bio-Arenite und -Rudite besitzen eine lagenweise graurot bis fahlrot gefärbte Matrix, die ansonsten eher gelbbraunliche Farben zeigt.

Zusätzlich kommen im Lesesteinbild vereinzelt bis zu 5 cm große, dunkelgraue, wachsfarbene, splitterige Hornsteine vor, die einen deutlich muschligen Bruch erkennen lassen. Ihr interner Aufbau lässt auf eine horizont- bzw. linsenartige Verkieselung von Lumachelle schließen, da die Hornsteine viele Einschlüsse von Bioklastika aufweisen. Die dazu benötigte Kieselsäure stammt wahrscheinlich von Schwammnadeln (HIEKE 1967).

Die Verwitterungsböden des Trochitenkalks sind dunkelbraune Rendzinen, die aufgrund der guten hydraulischen Leitfähigkeit des Untergrunds trockene Vegetationsstandorte bilden. Deshalb finden sich über dem Ausstrich des Trochitenkalks vorwiegend Wälder und Gebüschreihen.

Im Kartiergebiet baut der Trochitenkalk die Steilanstiege und Kuppen des Steinbusens, des Gottesberges sowie des Behälters- und Hainskopfes auf.

4.2.2.3.2 Ceratitenschichten (moC)

Die jüngsten Gesteine des Muschelkalks sind die Ceratitenschichten, die über dem Trochitenkalk zur weitflächigen Verebnung neigen. Im untersuchten Areal treten sie immer zusammen mit dem Trochitenkalk auf.

Die Gesteine der Ceratitenschichten bestehen aus einer Wechsellagerung ebenflächiger, z.T. welliger, dünnplattiger bis bankiger, grau bis graublauer, mikritischer Kalksteine und graugrüner bis graugelber Tonmergel- und Mergelsteine. Schalen- und Bruchschillkalksteine sind ebenfalls häufig vertreten. Der Anteil der Ton- und Mergelsteine nimmt zum Hangenden immer stärker zu und geht in die Tonplattenfazies über. Eine Untergliederung in Untere, Mittlere und Obere Ceratitenschichten konnte aufgrund fehlender Aufschlüsse nicht durchgeführt werden. Die Mächtigkeit erreicht nach JACOBSHAGEN ET AL. (1993) bis zu 60 m.

Typische Lesesteine auf den olivgrauen, plastischen, tonigen Böden sind kleinstückige bis stückige, linsenförmige Mikrite mit glatter Oberfläche. Cephalopoden wie *Ceratites nodosus*, *Ceratites sp.* und *Germanonaulitus sp.* sind häufig zu finden.

4.2.3 Keuper (k)

Über den marinen Ablagerungen des Oberen Muschelkalks folgen die überwiegend festländischen Bildungen des Unteren und Mittleren Keupers sowie die transgressiven Sedimente des Rhätkeupers. Relikte des Unteren Keupers finden sich nur im äußersten Nordosten des Arbeitsgebiets. Sie sind tektonisch bereits dem Leinetal-Graben zuzuordnen. Die geringe Verwitterungsresistenz der Gesteine lässt diese morphologisch kaum hervortreten.

4.2.3.1 Unterer Keuper oder Lettenkeuper (ku)

Der Übergang zum Unteren Keuper ist im Kartiergebiet nur unscharf am Nordosthang des Hainkopfes oberhalb von Wendershausen erfassbar. Der 50 m mächtige Untere Keuper besteht aus dünnplattigen, glimmerreichen, hellgraugrünen Feinsandsteinen mit Pflanzenhäckseln im Wechsel mit dunkelbraunen, graugrünen und braunroten Ton- und Schluffsteinen. Außerdem treten Mergel- und Dolomitsteine auf. Da keine Aufschlüsse zur Verfügung standen, war eine Gliederung nach BREDE ET AL. (1993) nicht durchführbar.

4.3 Jüngeres Mesozoikum

Die Schichten des Mittleren und Oberen Keupers sowie des Juras und der Kreide sind im Kartiergebiet bereits vollständig abgetragen. Funde von Rhät (im Netraer Graben) und Lias (im Leinetal- und Eichenberg-Gothaer-Graben) in benachbarten, regional tiefer abgesenkten Grabenschollen legen nahe, dass über das untersuchte

Gebiet hinaus von einer ehemals geschlossenen, konkordanten Sedimentation bis zum Mittleren Jura auszugehen ist (WALTER 1995). An der Wende Jura/Kreide setzten die jungkimmerischen Bewegungen ein und damit die Entstehung der vorwiegend in herzynischer und rheinischer Richtung streichenden saxonischen Gräben. In Gräben des Ohmgebirges haben sich transgressive, kreidezeitliche Ablagerungen erhalten. Ob auch im Bereich des Unterwerra-Grauackensattels eine kretazische Sedimentation stattgefunden hat, ist bislang unklar. HUCKRIEDE (1954) berichtete von faunenführenden Geröllen auf Blatt 4622 Kassel West, die er als umgelagerte Kreidesedimente deutete.

4.4 Känozoikum

4.4.1 Tertiär

Während sich mit Beginn des Tertiärs die Regionen des Vogelsbergs, der Rhön und Teile Nordhessens sukzessive hoben, tiefte sich die etwa N-S streichende Niederhessische Senke, an dessen Ostflanke sich das Kartiergebiet befindet, an rheinischen Bruchstrukturen langsam ein (MOTZKA-NÖRING 1987). Auch in dem südlich anschließenden Meißnergebiet ist auf den kretazisch-alttertiären Landoberflächen (*peneplains*) von einer lückenhaften tertiären Sedimentdecke auszugehen. Eozäne und oligozäne Ablagerungen sind selten (RITZKOWSKI 1967). Marine Ablagerungen des Oligozäns, wie im Zentrum der Niederhessischen Tertiärsenke wurden im Arbeitsgebiet nicht gefunden. Vermutlich erst im Jungtertiär setzte die sedimentäre Überlieferung mit mittelmiozänen Braunkohlen über limnisch-fluviatilen Ablagerungen wieder ein (RITZKOWSKI & RÖSING 1977). An tiefreichenden Spalten drangen obermiozäne basische Schmelzen an die Oberfläche und förderten vornehmlich intrusive und extrusive Alkali-Olivin-Basalte.

Der Zeitabschnitt des Tertiärs ist damit nur unvollständig durch Sedimente und vulkanische Gesteine dokumentiert. Im Kartiergebiet konnten sehr kleine, isolierte Tertiärvorkommen in Form einer Dolinenfüllung und verstreuten Blöcken aus Braunkohlequarziten ausgehalten werden.

Parallel zu den bruchtektonischen Bewegungen, die letztendlich auch zur Anlage bzw. zur Heraushebung des NW-SE streichenden Grauackensattels führten, rissen hydrothermale Quarz-Schwefelspat-Gänge in vorwiegend herzynischer Richtung auf.

4.4.1.1 Tertiäre Sedimente und Sedimentgesteine, ungegliedert

4.4.1.1.1 Quarzite (t,Qz)

Von einer ehemals tertiären Auflage zeugen die bis zu 0,5 m³ umfassenden Quarzitblöcke, die verstreut auf den etwa 280 m bis 300 m üNN gelegenen Hochflächen nordwestlich von Hundelshausen zu finden sind. Die gelblichweißen und hellgrauen Blöcke haben eine dichte bzw. feinkristalline Matrix, sind sehr hart und an ihrer Oberfläche knollig-nierig und mit unregelmäßigen Vertiefungen ausgestattet.

Bei den Tertiärquarziten handelt es sich um oberflächennah im schwebenden Grundwasserbereich eingekieselte, lockere Sande und Kiese, die während semiarider Dysodilphasen eozäner, oligozäner oder miozäner Ablagerungen entstanden sind (KRUTZSCH 1992). Nach mündlicher Aussage von Prof. Schreiber (Uni Duisburg) und Prof. Kirnbauer (Uni Bochum) werden derzeit tertiärzeitliche, telethermale Prozesse für die Genese der Braunkohlenquarzite diskutiert.

Durch soliflukative Prozesse während der quartären Kaltzeiten glitten einige der verwitterungsresistenten Blöcke leicht hangabwärts.

4.4.1.1.2 Relikte tertiärer Sedimente als Dolinenfüllung (t,sed)

Direkt am nordöstlichen Rand des Hundelshäuser Gipsbruches war zur Zeit der Geländeaufnahme ein etwa 25 m breiter und ca. 20 m tiefer, mit Versturzmassen gefüllter Lösungshohlraum seitlich angeschnitten (R: 3560210 / H: 5684890). Die räumliche Ausdehnung konnte nicht exakt ermittelt werden.

Im äußeren Nordwestrand der Doline standen neben eckigen Blöcken aus Oberem Muschelkalk hell- bis dunkelgraue, schluffige Sande und Kiese an, die gerundete Kalksteine (Sparite) und Muschelkalkhornsteine führten. Zur Dolinenmitte hin wurden die hellgelbbraunen Schluffe und Sande von hellgrauen und graubraunen Schluffen und Tonen abgelöst. Im Zentrum des ehemaligen Lösungshohlraumes war eine etwa 1 m hohe und 0,7 m breite Linse aus schwarz-braunen, kohlig-bituminösen Schluffen und Feinsanden aufgeschlossen, in der mehrere zentimetergroße, inkohlte Pflanzenfasern auftraten (Abb. 4.9). Obwohl die vorgefundenen Sedimentstrukturen meist undeutlich und stark verwirrt waren, ist diese Abfolge durchaus mit jungtertiären Sedimenten vergleichbar (KREUTZER 1987). Nach WALTHER (1978) setzt die mittelmiozäne Frielendorf-Gruppe des benachbarten Hohen Meißners mit sandigen Schichten ein, die u. a. Gerölle von Muschelkalk-Hornsteinen führen.

Darüber folgen schluffige bis feinsandige Tonschichten, die zum eigentlichen Braunkohlenflöz überleiten.

Mit großer Wahrscheinlichkeit handelt es sich deshalb bei der vorgefundenen Karsthohlraumfüllung um Relikte der ehemaligen autochthonen, sedimentären Tertiärüberdeckung, die in der Doline vor Abtragung verschont geblieben sind.

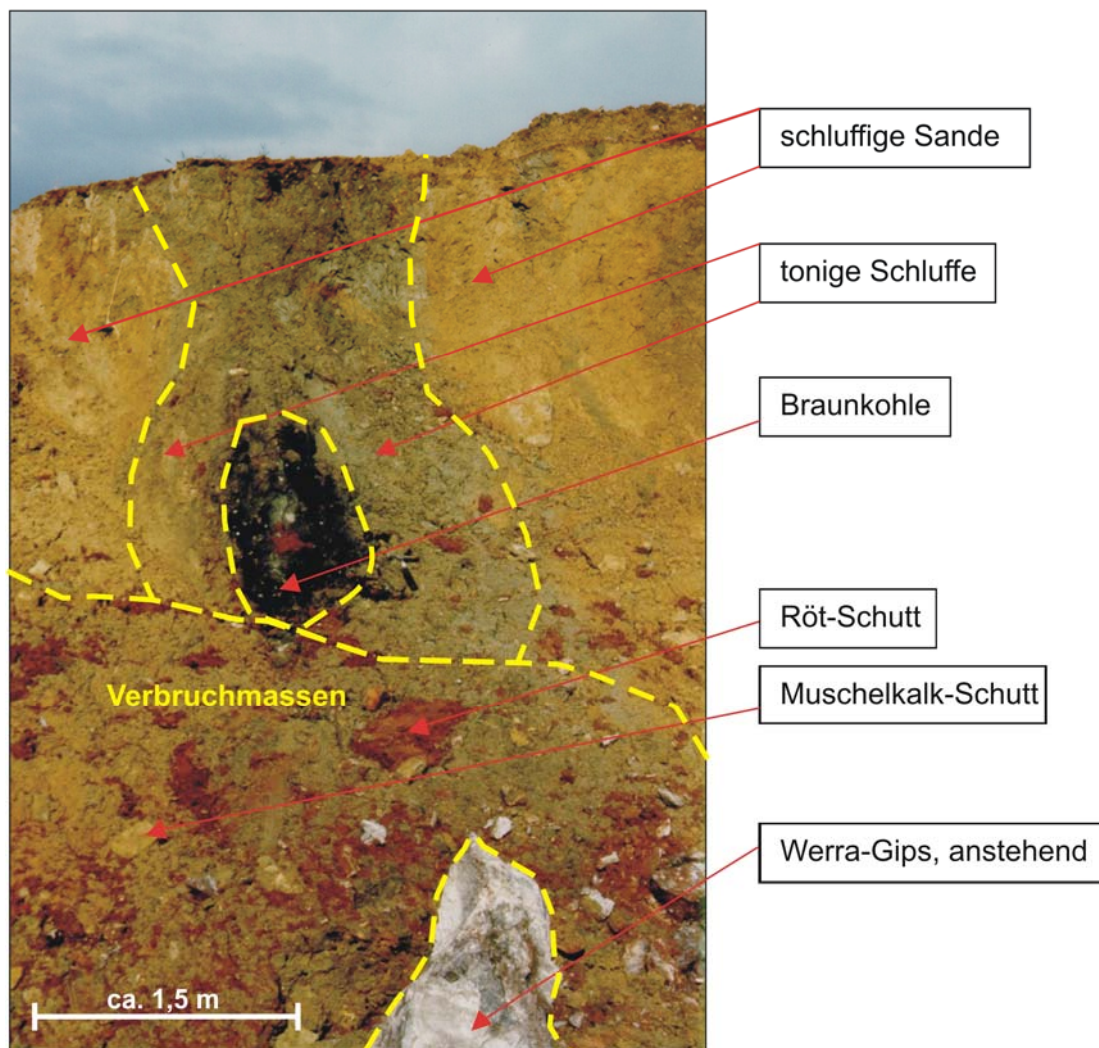


Abb. 4.9. Dolinenfüllung am Nordrand des Gipsbruches mit Resten tertiärer Sedimente

4.4.1.2 Tertiäre Vulkanite (t,bas)

Basalte

An vulkanischen Bildungen des Tertiärs können im Kartiergebiet nur zwei Vorkommen beschrieben werden. Zum einen handelt es sich um den etwa 120 m langen und 60 m breiten, ovalen Basaltschlot des Schwimelsteins (R: 3556750 /

H: 5683150), der als Steinbruch benutzt wurde. Das im Anschlag frische, dichte bis feinkörnige Gestein enthält neben einzelnen, autohydrothermal verfüllten, cm-großen Gasblasen und Nebengesteinsbruchstücken zusätzlich kleine Xenolithe des Oberen Mantels. Die für Basaltstiele üblichen polygonalen Absonderungsflächen sind nur undeutlich ausgebildet.

Eine weitere, etwa 50 m lange, basaltische Schlot- oder Spaltenfüllung konnte anhand blasig-schaumiger, angewitterter bis verwitterter Lesesteine im Südwesten des Kümmlerroskopfes ausgehalten werden (R: 3560600 / H: 5683500).

Die beiden Vorkommen stehen im Zusammenhang mit dem Aufstieg alkali-olivin-basaltischer Magmen der Niederhessischen Senke. Nach WEDEPOHL in RITZKOWSKI (1978) sind die Dolerite des benachbarten Meißnerplateaus vor etwa $11,2 \pm 1,0$ Mio Jahren in die klastischen und kohligen Sedimente des Miozäns intrudiert.

Kontaktmetamorphite (Buchite)

Eine Besonderheit stellen die harten, dichten, splittrigen und sehr zähen, dunkelgrauen Hochtemperatur-Kontaktmetamorphite des Schwimelsteins dar. Es handelt sich um den einige Dezimeter bis Meter breiten Kontaktsaum zwischen der ehemals über 1000° C heißen Schmelze und den Sandstein-Tonstein-Wechselagerungen der Bernburg-Folge (suBE).

Während die Bänderung der sandigen Lagen noch erkennbar ist, sind die tonsteinreichen Lagen teilweise aufgeschmolzen und plastisch-schlierig verformt. Ähnlich den Verhältnissen an der Blauen Kuppe in der Nähe von Eschwege (JACOBSHAGEN ET AL. 1993) beruht die Entfärbung der ehemals roten Sedimentgesteine auf der Umwandlung und Reduktion der hämatitisch-limonitischen Eisenminerale in Magnetit. Darüberhinaus wies KORITNIG (1978) im verglasten Buntsandstein der Blauen Kuppe die Indexminerale α -Tridymit und Sanidin der Hochtemperatur-Kontaktmetamorphose nach.

4.4.1.3 Tertiäre Schwerspatgänge (t,Ba)

Das Alter der zumeist herzynisch streichenden, überwiegend mit Schwerspat, seltener mit Quarz und Kalkspat gefüllten hydrothermalen Gänge kann nach GUNDLACH & STOPPEL (1966) bzw. STOPPEL & GUNDLACH (1968, 1978, 1983, 1984) mit postoberoligozän angegeben werden. Es handelt sich dabei um flache, linsenförmige Barytkörper, die an fast senkrechte Verwerfungen mit meist nur geringem Versatz gebunden sind. Die Gangmineralisationen reichen bis in den

Hauptdolomit (Ca_2) des Deckgebirges hinauf und setzen innerhalb der Grauwacken, wahrscheinlich in einigen 100 m Tiefe auf. Allgemein nehmen Quarz und Kalkspat zur Tiefe hin zu.

Der zonare Bau, d.h. die verschiedenartige Form- und Farbausbildungen der Bariumsulfate sowie Anflüge von Pyrit, Kupferkies und Manganvererzungen innerhalb einer Ganggemeinschaft geben Hinweise auf unterschiedliche Barytgenerationen und mehrphasige tektonische Bewegungen. Die Salbänder sind häufig verruscht und z.T. verkieselt.

Die erkannten Schwerspatgänge wurden in der Geologischen Karte als mineralisierte, gangartig erweiterte Störungen eingetragen (Abb. 4.10). Zeugnisse der ehemaligen Bergbautätigkeit auf die Schwerspatgänge innerhalb des Kartiergebiets finden sich im Fahrenbachtal (Grube Siegmund) und im Gelstertal (Grube Adolf 1) (GUNDLACH & STOPPEL 1966). Eindrucksvolle NW-SE und E-W streichende Barytgänge sind im Besucherbergwerk der Grube Gustav bei Albungen (ca. 30 km SE des Untersuchungsgebietes) aufgeschlossen.



Abb. 4.10. Baryt-Trümer mit Manganerz in Weißliegendensandstein (Bildbreite ca. 10 cm)

4.4.2 Quartär (q)

Vor etwa 1,8 Mio. Jahren begann das jüngste System der Erdgeschichte. Es wird unterteilt in das Pleistozän und das Holozän, welches als Nacheiszeit vor ca. 10.000 Jahren begann und bis in die Gegenwart hineinreicht.

Im Pleistozän prägte der Wechsel von Kalt- und Warmzeiten die morphologischen und sedimentären Abläufe im Kartiergebiet. Das Holozän wird durch zunehmende Erwärmung, nachfolgende Bewaldung und vor allem durch den in der heutigen Zeit immer deutlicher werdenden anthropogenen Einfluss bestimmt. Eine sichere Abgrenzung der Lockersedimente pleistozänen und holozänen Alters gegeneinander lässt sich oft nicht durchführen, da vor allem zahlreiche gleichartige Schuttmassen sowohl im Pleistozän als auch im Holozän entstanden sein können.

4.4.2.1 Pleistozän (qp)

Während der Eiszeiten gehörte das Arbeitsgebiet zum periglazialen Bereich, in dem sich der Frost auf die oberflächennahen Gesteine sowie auf deren Böden, Verwitterungs- und Abtragungsprodukte nachhaltig ausgewirkt hat. Die tiefreichende Gefrornis und die intensive physikalische Verwitterung ließ an den Hängen ausgedehnte Schuttmassen entstehen, die durch soliflukitives Wandern und Abspülen in die Täler gelangten. Dort wurden sie durch fluviatile Prozesse aufgearbeitet und kamen oft nach kurzem Transport als Terrassensedimente wieder zur Ablagerung.

Feinster Gesteinsstaub, ausgeblasen aus den anstehenden Schutt- und Schwemmmassen, lagerte sich im Windschatten der Hänge als Löß ab und unterlag ebenfalls den Bedingungen des Periglazialbereichs.

In den Zwischeneiszeiten setzten Bodenbildungen ein und die in den Kaltzeiten abgelagerten Sedimente wurden infolge stärkerer Niederschläge größtenteils wieder abgetragen. Aufgrund regionaler Hebung und durch den periodischen Klimawechsel des Pleistozäns schnitten sich die Wasserläufe tiefer in den Untergrund ein und hinterließen eine Terrassierung der Talhänge.

4.4.2.1.1 Terrassen der Gelster (qp,Gt (G))

Auf einigen flächenhaften Kuppen und an den Hängen des Gelstertals haben sich unterschiedlich mächtige Terrassenreste der pleistozänen Kaltzeiten erhalten. Anhand ihrer Lage über dem heutigen Talniveau ist eine Zuordnung in Hoch-, Mittel- und Niederterrasse möglich. Während die Hochterrassen etwa 60 bis 110 m und die

Mittelterrassen ca. 5 bis 30 m über Talsohle der Gelster anstehen, füllt die Niederterrasse das Talbett aus.

Etwa 1 km NNW des Ortskerns von Hundelshausen sind um den Vermessungspunkt 285,7 herum Reste einer Hochterrasse erhalten. Es handelt sich dabei um eine ca. 300 m x 400 m große, kuppige Fläche, die von der Seitenerosion der Gelster verschont blieb und heute 80 bis 85 m über dem Talniveau liegt. Die bis zu 5,0 m mächtigen Sand- und Kiesablagerung bestehen aus kantengerundeten bis gut gerundeten, meist plattigen Buntsandstein- und Muschelkalkgeröllen, die über 5 cm Kantenlänge erreichen können. Außerdem finden sich aufgearbeitete Tertiärquarzite und Basalte. HELDMAIER (1992) berichtet sogar von gut gerundeten Kieselschiefergeröllen.

Weitere Reste von Hochterrassen konnten auf der rechten Gelsterseite östlich des Gottesberges (R: 3559920 / H: 5684540) in 260 m üNN sowie westlich Hundelshausens auf einer 250 m langen und 80 m breiten Fläche auf etwa 300 m Meereshöhe auskartiert werden. Die bis zu 3 m mächtigen Reste der Mittelterrassen sind in unterschiedlichen Höhenniveaus an beiden Hangseiten des Gelstertals verbreitet. Ihre Geröllfracht setzt sich hauptsächlich aus Buntsandstein- und Muschelkalktrümmern zusammen. Basaltgerölle sind eher selten. Typische fluviatile Imbrikation war temporär in einer Baugrubenböschung (R: 3559500 / H: 5683940) aufgeschlossen.

Über die Mächtigkeit der Niederterrasse liegen keine Angaben vor. Es ist aber von mehreren Metern auszugehen. In Zonen ehemaliger oder aktiver Auslaugung sind deutlich über 10 Meter mächtige Flussablagerungen denkbar.

Interessant ist auch die unterschiedliche Breite der Niederterrasse. Während südlich von Hundelshausen in den Gesteinen der permo-mesozoischen Grabenfüllung bis zu 300 m erreicht werden, konnte sich die Gelster in den nördlich anschließenden Grauwackensattel nur ein im Durchschnitt etwa 150 m, an der schmalsten Stelle sogar nur rund 110 m breites Flussbett graben.

Bergseits verzahnen sich die Sedimente der Niederterrasse mit Lößlehm und Hangschuttmassen sowie den Ablagerungen der Seitentäler.

4.4.2.1.2 Löß und Lößlehm (qp,Löl)

Löß ist ein äolisches Sediment in Grobschluffkorngröße, das als Staub im Periglazialgebiet aus kaltzeitlichen Ablagerungen ausgeblasen wurde und sich im

Leebereich der Hänge akkumulierte. Die ehemals kalkhaltigen Lösssedimente wurden während der Stadiale gebildet und unterlagen bereits während der Interstadiale einer Solifluktion und Abschwemmung und während der Interglazialen einer Verwitterung und Bodenbildung.

Bei der Kartierung wurde auf die Unterscheidung von kalkhaltigem Löß, weitgehend entkalktem Löß, Schwemmlöß und Lößlehm verzichtet.

4.4.2.1.3 Schuttbildungen

In den Kaltzeiten des Pleistozäns sind aufgrund intensiver physikalischer und chemischer Verwitterung große Mengen von Schutt entstanden, die beim Auftauen der Oberzone durch Bodenfließen hangabwärts verlagert worden sind. Bei der Kartierung wurde versucht, zwischen Solifluktionsschutt und Blockschutt zu differenzieren.

Solifluktionsschutt (qp,(s,k), fl)

Unter Solifluktionsschutt ist der gesamte unter periglazialen Bedingungen entstandene Schutt zusammengefasst, der über tiefreichenden Frostböden in der stark durchnässten Auftauzone schon bei wenigen Grad Hangneigung gravitativ abwärts geglitten ist. Hierunter fallen sowohl die aus schwach steinigem Lößlehm und Tonmaterial aufgebauten Fließerden als auch der schwach lößlehmhaltige Gesteinsschutt hangaufwärts anstehender Gesteine. Eine Dreiteilung der Hangschuttmassen nach SEMMEL (1964) in Abhängigkeit von Alter, Körnung, geogenem Stoffbestand und stratigraphischer Position (Basis-, Mittel-, und Deckschutt) war nicht durchführbar.

Der im gesamten Arbeitsgebiet vorkommende Solifluktionsschutt wurde überall dort auskartiert, wo Mächtigkeiten von über einem Meter anzunehmen waren. Je nach Vormacht der Hauptkomponenten ist diese durch verschiedenfarbige Signaturen in der Karte gekennzeichnet. Der Übergang zu Blockschuttbildungen ist fließend.

Blockschuttbildungen (qp,k,sh)

Der Blockschutt ist genetisch zum Solifluktionsschutt zu stellen. Er ist durch Anhäufungen von Felsblöcken meist massiger, harter, verwitterungsresistenter Gesteine an markanten Geländestufen und Steilhängen gekennzeichnet. Zusätzliche hangabwärtige, solifluktive Bewegungen ließen Blockströme und Blockhalden entstehen.

Im Arbeitsgebiet treten Blockschuttbildungen hauptsächlich am Ausstrich der oberdevonischen Grauwacken im Sehlenbachtal auf.

4.4.2.2 Holozän (qh)

Die Zeit nach dem Würm- bzw. dem Weichsel-Glazial wird als Holozän oder „Jetztzeit“ bezeichnet, die vor etwa 10.000 Jahren begann. Mit dem Schwinden des Inlandeises aus dem mitteleuropäischen Raum wurde das Klima zusehends wärmer. Aus baumlosen Tundren entwickelten sich Mischwälder aus Eichen, Ulmen und Linden, die später von Buchenwäldern und heutigen Kulturforsten verdrängt wurden. Die Ablagerungen des Holozäns bestehen im Arbeitsgebiet aus fluviatilen Sanden und Kiesen, Hochflutlehen, Hangrutsch- und Abschwemmmassen und der Bildung von anmoorigen Böden. Der zunehmende Einfluss des Menschen ist an aufgeschütteten Böden, Abraumhalden des Gipstagebaus und künstlich verändertem Gelände spürbar.

4.4.2.2.1 Hangrutschmassen (qp-h,x,r)

Im Flachsbachtal liegt in einer Mulde zwischen dem Kleinen und Großen Habichtstein eine Buntsandsteinschuttmasse, die aus roten, fein- bis mittelkörnigen, plattigen Sandsteinen des Mittleren Buntsandsteins besteht und den Grauwacken und Gesteinen des Rotliegenden aufsitzt. Außerdem sind im Schutt Zechstein-Rauhacken und unterschiedlich gefärbte Tone auszumachen. Mögliches Abrissgebiet der Rutschmassen liegt im mittleren Hangbereich zwischen Hellenberg und Strubekopf. Der relativ alte Hangrutsch könnte im Atlantikum aktiviert worden sein. Eine Interpretation der Massenverlagerung als allochthone Triasscholle, wie sie von FAUPEL (1973) vorgeschlagen wurde, ist aufgrund der vorgefundenen geologisch-morphologischen Konstellation nicht haltbar.

Auch das fleckenhafte Auftreten von Volpriehausener Grobsandstein am Osthang des Schwimelsteins und Krückenkopfes ist auf isolierte, einigermaßen intakte Rutschschollen zurückzuführen. Mit dem oberhalb dieser Stellen erkennbaren 25° bis 30° steilen, etwa hangparallelen Schichteinfallen ist die kritische Schichtneigung überschritten, bei der auch die ansonsten eher rutschunempfindlichen Basissandsteine des sm zu Translationsrutschungen neigen. Die Abrisstälchen am Grat des südlichen Krückenkopfes deuten auf tiefreichende schichtparallele Rutschungen von Volpriehausener Basissandstein auf der feinsandigen, tonigen Bernburg-Folge.

4.4.2.2.2 Füllung der Täler mit unebenem Talboden (qp-h,Gs,f)

Die Nebentäler der Gelster sowie alle Täler des östlichen Arbeitsgebietes besitzen unebene Talböden. Die pleisto- bis holozänen Sedimente bestehen aus lehmig-sandigen, oft mehr oder weniger steinigem Material. Lagen von reinem Schluff und Lehm, teilweise mit Pflanzenresten, wechseln mit sandigem Kies, dessen Komponenten einen geringen Rundungsgrad aufweisen. Am Hangfuß verzahnen sich die Talbodenfüllungen mit Solifluktionsschutt und Abschwemmmassen.

4.4.2.2.3 Auenlehm bzw. Täler mit ebenem Talboden (qh,L,f)

Das Gelstertal weist einen ebenen Talboden auf, der mit pleistozänen Sanden und Kiesen der Niederterrasse verfüllt ist und von holozänem Hochflutlehm bzw. Auenlehm überlagert wird. Beim Auenlehm handelt es sich um braungraue, tonige Schluffe und Feinsande mit Grobsand- und Feinkieslagen, die als Überflutungssediment aus abgeschwemmtem Lößlehm, feinkörnigem Verwitterungsmaterial und umgelagertem Solifluktionsschutt stammen. Die Hochflutlehme bilden die jüngste Verfüllung der Täler und besitzen unterschiedliche Mächtigkeiten von wenigen Dezimetern bis zu einigen Metern. Das heutige Flussbett schneidet die Gelster in die weichselzeitlichen Ablagerungen ihrer Niederterrasse ein.

4.4.2.2.4 Abschwemmmassen, Dolinenfüllung (qp-h,xl,z)

Durch die Denudation des oberflächlich abfließenden Niederschlagswassers werden feinkörnige Anteile von Lockersedimenten und Verwitterungsböden ausgespült und am Hangfuß in Rinnen, Deltas oder Dolinen am Hang akkumuliert. Die Abschwemmmassen sind junge Sedimente aus braunem und graubraunem, sandigem Lehm bzw. lehmigem Sand, die häufig von landwirtschaftlich genutzten Flächen stammen. Je nach Steilheit, Regenwasseranfall und lithologischem Untergrund können auch kiesige Komponenten bewegt werden. Indiz für ihr junges Alter ist das häufige Auftreten von Kulturschutt.

4.4.2.2.5 Anmoor (qh,H,g)

Sehr weiche, humose und stark durchfeuchtete Böden entstehen an Stellen mit hoher Grundwasseroberfläche oder auf schlecht durchlässigen Böden. Diese Standorte sind durch Staunässe geprägt. Anmoorige Böden treten im Kartiergebiet zu Beginn des Elkenröder Baches unterhalb des Alten Gerichts auf. Dort stehen im

Untergrund Residualtone des Werra-Sulfates an. Weitere Vorkommen liegen in einigen Nebentälern der Gelster. Hier sind es vor allem schluffig-tonige Abschwemmmassen, die aufgrund ihrer geringen Durchlässigkeit ein oberfächliches Aufstauen des Niederschlagwassers bewirken.

4.4.2.2.6 Künstliche Aufschüttung (q,h,xl,y) und Altlastenverdachtsflächen

Unter diesen Begriffen sind alle Halden, Auffüllungen, größeren Dammschüttungen und Müllkippen zusammengefasst, die meist mit einer künstlichen Veränderung des Geländes einhergehen.

Neben den Halden des Kupferschiefer- und Barytbergbaus, die z.B. im Flachsachtal und am Ellerstein anzutreffen sind, müssen besonders die neuen und alten Halden der Kurhessischen Gipswerke Peter Orth erwähnt werden. Im Zuge des jahrzehntelangen, bis auf den heutigen Tag andauernden Gipsabbaus wurden rund um den Steinbruch der tonige bis steinige, sulfathaltige Abraum deponiert. Gelegentlich ist Bauschutt untergemischt.

Die aktuell befahrene Halde im Osten des Tagebaus etwa 300 m südwestlich der Domäne Rückerode ist etwa 180 m lang, 50 m breit und ca. 8 m hoch.

4.5 Residualbildungen (A1' bzw. A')

Unter dem Begriff Residualbildungen werden tonige, schluffige und brekziöse Locker- bzw. Halbfestgesteine zusammengefasst, die als unlösliche Rückstände bei der Korrosion von verkarstungsfähigen Gesteinen übrig bleiben. Im Kartiergebiet zählen dazu die Kalk-, Dolomit- und Mergelsteine des Muschelkalks und der Zechsteinkarbonate sowie die Sulfathorizonte des Mittleren Muschelkalks, des Röts und der Zechsteinserien.

Vor allem die Sulfatgesteine werden regulär, d.h. oberflächennah aber auch irregulär, d.h. an tiefreichende Störungen gebunden, von Grund- und Sickerwässern korrodiert und abgelaugt. Zurück bleiben mit Verbruchmaterial aus hangenden Schichten durchsetzte, zumeist rotbraune bis braunschwarze, mittel bis ausgeprägt plastische Tone und Schluffe mit häufig schlecht sortierten und eckig bis kantengerundeten Kalk-, Dolomit- und Sandsteinkomponenten der Hangendserien. Diese auch als Residualgebirge bezeichneten Sedimente kommen sowohl flächenhaft als auch lokal als Versturz- und Füllmassen von Dolinen, Erdfällen und Laughöhlen vor. Häufig finden sich in den Residualschluffen und -tonen auch autigene, bis zu 4 mm große, z.T. doppelendig gedrungene Rauchquarze, die manchmal nesterweise auftreten

und Anlösungserscheinungen zeigen. BECKER & KULICK (1999) berichten von bis zu 10 cm langen und 1,0 bis 1,5 cm dicken Quarzkristallen.

Kartiertechnisch von Bedeutung sind die zwischen Zechsteinkalk und Hauptdolomit vorkommenden Residualbildungen des Werra-Sulfats, die nach HOLZAPFEL (1998) bis zu 30 m Mächtigkeit erreichen können und deshalb als eigene stratigraphische Einheit in die Geologische Karte aufgenommen wurden.

In Bohrungen und Aufschlüssen sind die atektonisch entstandenen Residualsedimente nicht immer eindeutig von den tektonischen, haselgebirgsartigen Brekzien zu trennen.

4.6 Ungewöhnliche Schuttmassen ((su,sm,m),x)

Eine Sonderstellung haben die in der Geologischen Karte ausgehaltenen Schuttmassen aus Buntsandstein und Muschelkalk sowie Fragmenten aus Zechstein.

Es handelt sich dabei hauptsächlich um rote bis braungelbe, wasserempfindliche, weit gestufte Korngemische, die bis zu mehrere kubikmetergroße Trias-Blöcke enthalten können. Häufig sind tonig-schluffige Residualbildungen und Bruchstücke von Rauhwacken des Hauptdolomits eingemengt.



Abb. 4.11. Übersicht auf die ungewöhnlichen Schuttmassen am Ostrand des Gipsbruches

Die Schuttmassen treten vor allem in der Umgebung des Gipsbruches auf (Abb. 4.11 + Abb. 4.12). Während am Ostrand des Steinbruchgeländes darin vorwiegend Stückwerk aus Unterem Buntsandstein, Bröckelschiefer und Hauptdolomit vorkommen, finden sich am Nordrand vorwiegend Kleinstschollen aus Röt und Oberem Muschelkalk (hauptsächlich Blöcke aus Trochitenkalk).

Die ungewöhnlichen Schuttmassen lassen sich auf den benachbarten Hochflächen nördlich und östlich des Roggenberges weiterverfolgen. Sie liegen schwach konsolidiert vor und sind vor allem durch die im Pleistozän und Holozän wirkenden exogenen Kräfte weiter talwärts verlagert und zerkleinert worden.

Die Genese der ungewöhnlichen Schuttmassen, die zeitlich an die Jura/Kreide-Wende zu stellen ist, wird in den Kapiteln 6.6.2.8 und 6.8.2.3 diskutiert.

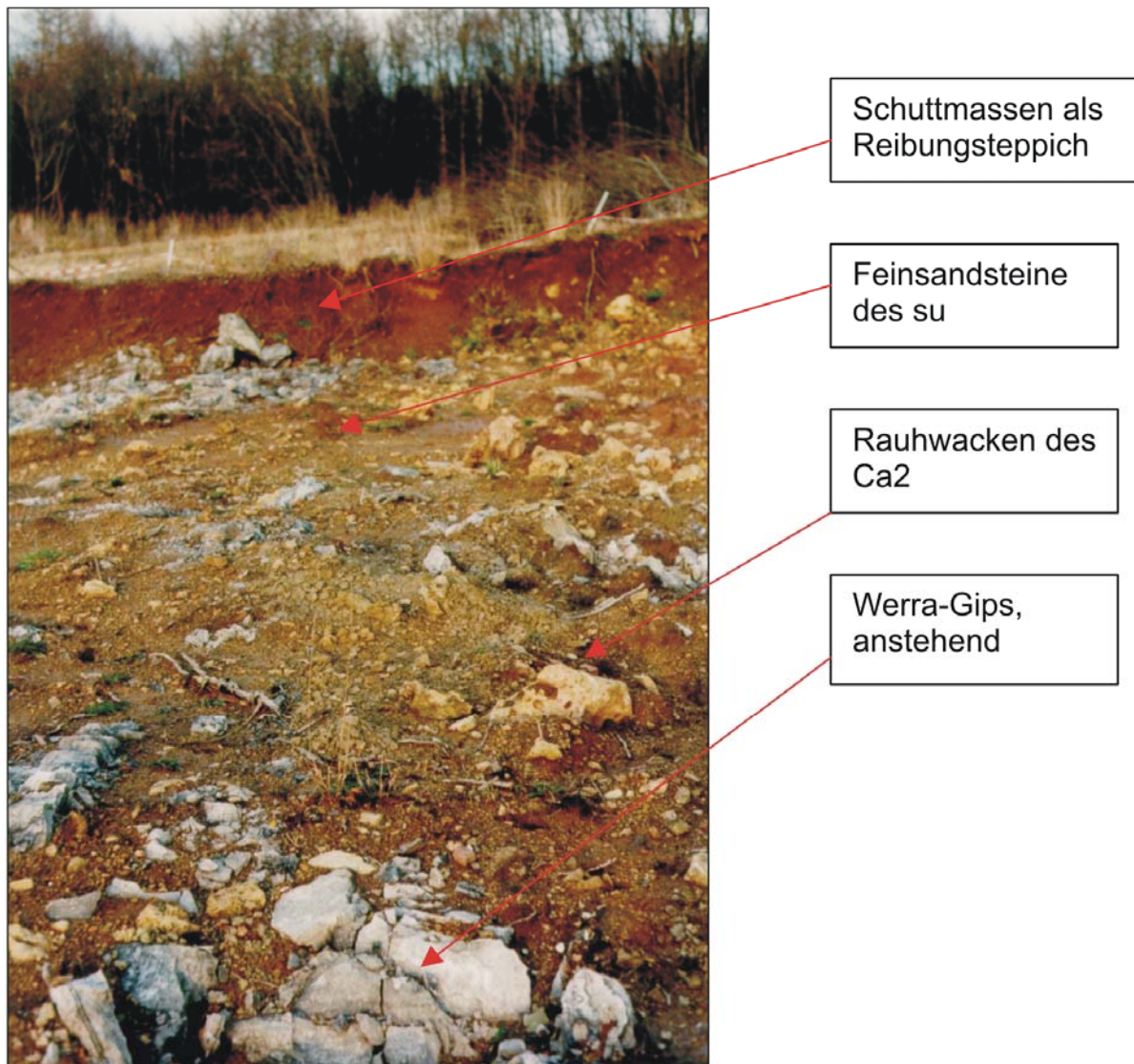


Abb. 4.12. Detailaufnahme der ungewöhnlichen Schuttmassen auf A1

5 Verkarstung und Pseudotektonik

Voraussetzungen für Auslaugung bzw. Verkarstung ist das Vorhandensein löslicher Gesteine, eines Lösungsmittels sowie Fließbewegungen des Lösungsmittels am löslichen Gestein (MÖLLER 1988). Grundsätzlich werden unter gemäßigten, humiden klimatischen Bedingungen drei Verkarstungstypen unterschieden: Karbonat-, Sulfat- und Chloridkarst.

Das während der saxonischen Gebirgsbildungsphasen angelegte Kluft- und Störungsnetz schuf die Voraussetzung für Lösungsvorgänge in den verkarstungsanfälligen Gesteinen des Kartiergebiets. Als karstgünstig zählen dazu alle paläozoischen und mesozoischen Kalk-, Dolomit-, Mergel-, Sulfat- und Chloridgesteine. Letztere sind bisher im Arbeitsgebiet nicht sicher nachgewiesen (Kap. 4.1.3.2.7).

Typische Karsterscheinungen sind neben dem hauptsächlich unterirdischen Abfluss und der Bildung von Trockentälern die ober- und unterirdischen Hohlformen, wie z.B. Dolinen, Erdfälle, Schlotten und Laughöhlen. In der Karstterminologie existieren je nach Autor für gleiche Begriffe unterschiedliche Definitionen. Im weiteren wird für einfache trichter-, schüssel- oder kesselförmig geschlossene Hohlformen mit unterirdischem Abfluss der umfassende Begriff „Doline“ gebraucht (MÖLLER 1988). Je nach Genese können Einsturz-, Schwund-, Lösungs-, Einspülungs- und Suffosionsdolinen unterschieden werden.

Der Begriff „Erdfall“ wird nach LISZKOWSKI (1973) wie folgt definiert: Ein Erdfall ist eine bruchartige Verformung der Erdoberfläche in Folge eines plötzlichen Einbruchs einer geogenen, unterirdischen Hohlform. Ursache für den Erdfall ist ein durch Lösung bedingter Substanzschwund bzw. ein Massendefizit im tieferen Untergrund. Der Erdfall selbst liegt i. d. R. im nicht verkarstungsfähigen Gestein, dessen Tragfähigkeit überschritten wurde. Erdfallfelder bestehen aus mehreren nebeneinander liegenden Erdfällen und können mehrere 1000 m² Größe erreichen (MÖLLER 1988).

Als Tagesbruch sollte nur das Hochbrechen künstlicher Hohlräume bezeichnet werden.

Unter dem Begriff Auslaugungs- bzw. Subrosionssenke werden mehrere Zehner bis Hunderte Meter große, bruchlos verlaufende, sowohl in verkarstungsfähigem als auch unlöslichem Material liegende flache Geländeformen verstanden, die nicht immer abflusslos sein müssen.

5.1 Karbonatkarst

Die geringe Korrosionsgeschwindigkeit und die relativ hohe Standfestigkeit fester Karbonatgesteine lassen Erdfälle und Dolinen verhältnismäßig selten auftreten (PRINZ 1997). Die in den Kalk- und Dolomitsteinen des Unteren und Oberen Muschelkalks vorhandenen Subrosionserscheinungen am Steinbusen und im SW von Hundelshausen dürften fast immer auf die Auslaugung der Sulfathorizonte des Mittleren Muschelkalks (mm) und vor allem des Werra-Anhydrits (A1) zurückzuführen sein.

Direkt dem Karbonatkarst zuzuordnen sind lediglich Kluftaufweitungen und kleindimensionale Schlotten, die in den Kalk- und Kalkmergelsteinen des Unteren Muschelkalks beobachtet werden können (Steinbruch am Steinbusen und Waldwegeanschnitt am Hainskopf).

5.2 Sulfatkarst

5.2.1 Sulfathorizonte im Kartiergebiet

Im Kartiergebiet treten mehrere Sulfathorizonte auf, von denen Verkarstungserscheinungen ausgehen. Das älteste Sulfat ist der zwischen Zechsteinkalk und Hauptdolomit gelegene Werra-Anhydrit (A1). Im Kartiergebiet wechselt seine Mächtigkeit teils tektonisch, teils subrosionsbedingt von wenigen Metern bis zu über 155 m. Über diesem Horizont sind die meisten und vielfältigsten Dolinen bzw. Erdfallfelder entstanden. Das stratigraphisch höher liegende Sulfatlager der Staßfurt-Folge (A2) besitzt nur eine geringe Mächtigkeit von wenigen Metern und ist im Arbeitsgebiet bisher nur in wenigen Bohrungen (BK 65, 66; Anl. 4.3) nachweisbar. Der im Hangenden des Plattendolomits gelegene Hauptanhydrit (A3) kann ebenfalls für die Erdfallbildung vernachlässigt werden.

Einzelne Dolinen und Erdfälle sind auf die Auslaugung kleinerer Sulfatlager im Unteren, Mittleren und Oberen Röt (Oberer Buntsandstein) zurückführbar. Den nächst jüngeren, mehrere Meter bis Dekameter mächtigen Sulfathorizont stellt Anhydritgruppe im Mittleren Muschelkalk dar. Seine Erdfallaktivität macht sich an Bodensenken und Dolinen im Ausstrichbereich des Oberen Muschelkalks bemerkbar. Als weitere auslaugbare, mesozoische Sulfathorizonte kommen die Gips- und Anhydritlager des Mittleren Keupers in Frage, der allerdings im Kartiergebiet bisher nirgends aufgeschlossen ist.

Bei der natürlichen Verkarstung von Sulfatlagern muss zwischen der Korrosion von Gips und Anhydrit unterschieden werden. Während in oberflächennahen Evaporithorizonten sämtliches CaSO_4 als Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2 \text{H}_2\text{O}$) vorliegt, bestehen fast alle tiefer liegenden Kalziumsulfatlager aus Anhydrit. Bei der Auslaugung der Sulfate bleiben unlösliche Reste, die sog. Residualbildungen bzw. Residualgebirge zurück.

5.2.2 Sulfatkarsttypen

In Abhängigkeit von der Tiefe bzw. der Überlagerung der verkarstungsanfälligen Sulfate kommt es zu einer unterschiedlichen morphologischen Formenentwicklung. PRINZ (1997) unterscheidet den nackten bzw. unbedeckten (< 5 m Überdeckung), den seichten (5 bis 50 m Überdeckung), den mitteltiefen (50 bis 100 m Überdeckung) und den tiefen Sulfatkarst (> 100 m Überdeckung).

Wie beim Chloridkarst muss auch beim Sulfatkarst zwischen einer regulären und einer irregulären Auslaugung unterschieden werden. Unter regulärer Auslaugung versteht WEBER (1930, 1967) die vom Tagesausstrich in Richtung des Schichtfallens fortschreitende Subrosion. Die reguläre Auslaugung führt zur Ausbildung eines Gips- bzw. Anhydritanges. Während unter tektonisch intakten Bergrücken die Sulfatlager zumeist in ihrer vollen Mächtigkeit vorliegen, dünnen sie zum Tal hin aus, so dass im Tagesausstrich bzw. unter den Talböden evtl. nur noch Residualsedimente vorhanden sind. In den mächtigen Zechsteinsulfaten kann die reguläre Auslaugung bis in Teufen von rund 250 m u. GOK reichen (PRINZ 1997).

Die irreguläre Sulfat-Auslaugung erfasst die Lagerstätten innerhalb der geschlossenen Salinarserien durch Eindringen von Grundwässern an Störungs- und Zerrüttungszonen. Dieser tiefliegende Subrosionsmechanismus konnte bisher im Arbeitsgebiet nicht eindeutig nachgewiesen werden.

5.2.3 Sulfatkarstgebundene Erdfälle

Die Formenentwicklung sulfatkarstgebundener Erdfälle hängt ab von der Tiefenlage des Karstgesteins, seiner Ausbildung und Mächtigkeit sowie der Ausbildung und Mächtigkeit der Deckschichten. PRINZ (in MOTZKA-NÖRING 1987) stellte über die Größe und die Häufigkeit von Erdfällen folgende Regelmäßigkeiten fest:

Tab. 5.1. Abhängigkeit der Erdfallbildung von der Deckgebirgsmächtigkeit im Sulfatkarst

Anfangsdurchmesser der Erdfälle an der Oberfläche	0,5 – 3,0 m	3,0 – 8,0 m	10 - 20 m	20 - 50 m
Häufigkeit der Erdfälle	häufig	weniger häufig	selten	sehr selten
Deckgebirgsmächtigkeit	0 - 20 m	20 - 50 m	50 - 100 m	> 100 m
Typus Sulfatkarst	nackt bis seicht	seicht	mitteltief	tief bis sehr tief

Aus der tabellarischen Zusammenstellung erkennt man folgende Abhängigkeit:

Je größer die Durchmesser der Erdfälle, desto tiefer liegen die auslaugbaren Gesteine unter der Erdoberfläche und desto größer ist die Kubatur der Karsthohlräume.

Das Hochbrechen der Karsthohlräume kann über sehr lange Zeiträume (Jahrzehnte bis Jahrhunderttausende) erfolgen. Allerdings schlagen aus mechanischen Gründen nicht alle Hohlformen bis an die Oberfläche durch. Zum einen kann sich im Deckgebirge eine stabile Auflockerungs- bzw. Ausbruchsglocke ausbilden, die ein weiteres Hochbrechen verhindert (MÜLLER 1978). Zum anderen können die Festgesteine des Deckgebirges nach dem Herablösen aus der Firste um 25 % bis 60 % auflockern. Werden die Schuttmassen am Boden der Karsthöhle nicht abgeführt, plombiert sich der Hohlraum selbst; er läuft sich quasi tot.

5.2.4 Zechstein- bzw. Werrasulfatsubrosion im Gelände

Einen guten Überblick über die Reliefentwicklung und Auslaugung in der weiteren Umgebung des Grauwackengebirges gibt MÖLLER (1988). Allgemein findet die reguläre Auslaugung des Werra-Sulafits (A1) vor allem an den Flanken des Unterwerrasattels statt. Während sich auf der SW-Flanke, die mit wenigen Grad nach S bzw. W einfällt, ein relativ breiter Saum mit Erdfalltätigkeit entwickeln konnte, kommen Dolinenfelder am steilen NE-Flügel nur in einem schmalen Streifen in direkter Nähe der Grauwackenausbisse vor. Die Zechsteinbrücke des Mittelbergs und Behälterskopfs ist ebenfalls von der A1-Auslaugung betroffen.

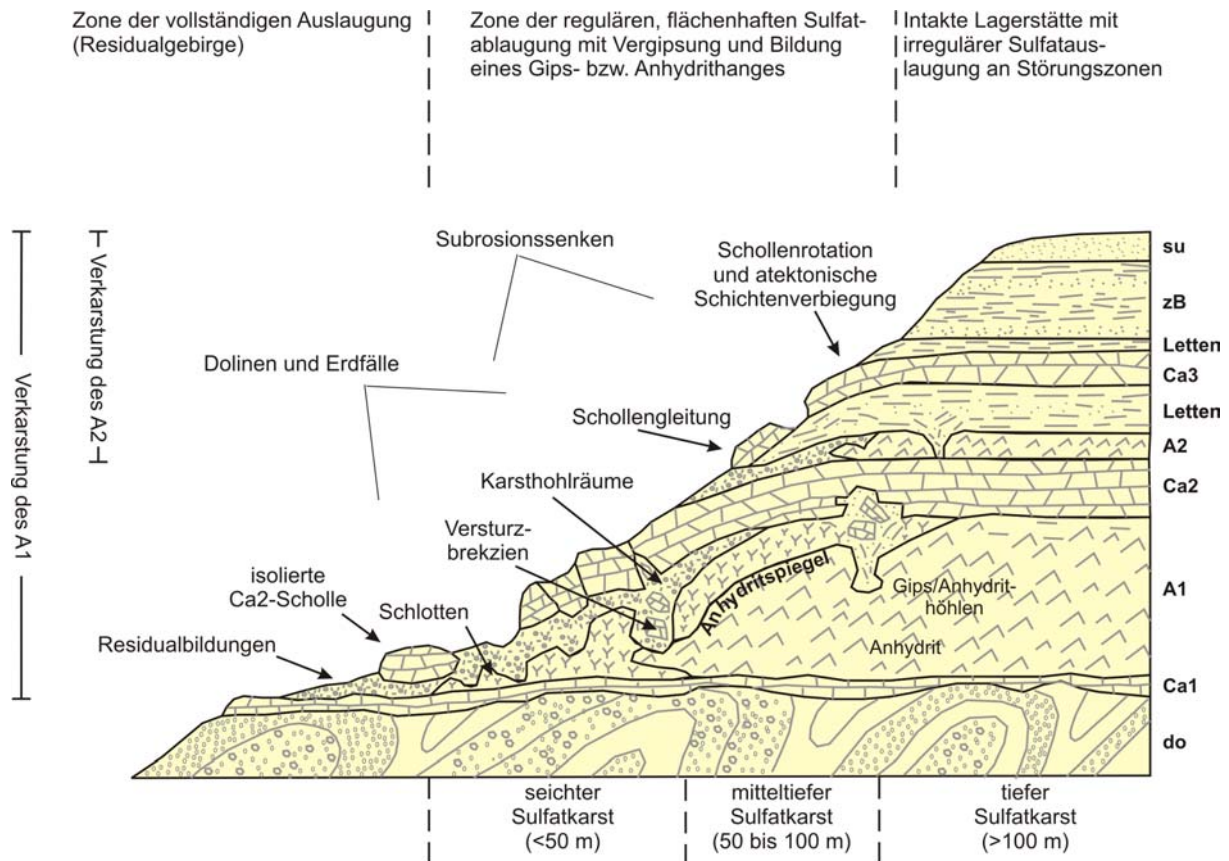


Abb. 5.1. Generalisierte Subrosionserscheinungen am Zechsteinausbiss des nordwestlichen Unterwerrasattels

Das verstärkte Auftreten von Erdfällen an Verwerfungen bzw. Störungszonen ist fast überall im untersuchten Gelände signifikant. Aus der Vielzahl der im Kartiergebiet auftretenden, auf die Subrosion des Werrasulfats zurückführbaren Erdfall- und Bodensenkungsfelder werden nachfolgend in Anlehnung an MÖLLER (1988) die wichtigsten beschrieben.

Eine generalisierte Übersicht der Subrosionserscheinungen am Zechsteinausbiss des nordwestlichen Unterwerrasattels gibt Abb. 5.1.

5.2.4.1 Sulfatkarst an der SW-Abdachung des Grauwackensattels

Zone rund um den Gipsbruch

Im engeren Bereich des Gipstagebaus Hundelshausen sind Phänomene des nackten und vor allem des seichten Sulfatkarsts zu beobachten. Die Verschlottung und Verkarstung der A1-Oberfläche erfolgt von oben her durch Tagewässer. Dabei können mehr oder weniger senkrechte, bis zu 25 m hohe Wände entstehen, die z.B. am Nordende des Hundelshäuser Gipsbruches aufgeschlossen sind. Die Wände der

Schlotten und Höhlen weisen häufig einen mehrere Zentimeter mächtigen, schwarzen, schmierig-schluffigen Belag mit leicht bituminösem Geruch auf.

Im östlichen und südöstlichen Anschluss des Hauptbruches erstreckt sich bis zum Alten Gericht ein weit fortgeschrittenes Gipskarstgebiet. Es handelt sich dabei um Einsturzdolinen in vielfacher Verzweigung mit Tiefen von über 20 m, die zu regelrechten Kesselfeldern zusammengewachsen sind (MÖLLER 1988).

Auf der Verebnungsfläche zwischen Gipsbruch und Gut Rückerode hat sich ein flaches Muldental entwickelt, das intern durch Einsturzdolinen und Schwunddolinen von über 150 m Durchmesser und relativen Tiefen von bis zu 8 m gegliedert ist. Gut Rückerode selbst liegt innerhalb dieses großräumigen Ablaungsbereiches. Eine der größeren schüsselförmigen Dolinen direkt südlich des Gutes fungiert als Karstschwinde.

Zone zwischen Altem Gericht und Gut Vollung

In der südlichen Zone zwischen Altem Gericht und dem Vollung-Sattel liegt bedeckter Karst mit aktiven, kessel- und trichterförmigen Erdfällen (Abb. 5.2).



Abb. 5.2. Erdfall mit frischem Nachbruch am Osthang des Roggenberges, seichter Sulfatkarst

Dabei sind es vor allem die Tageswässer des Roggenberges und seiner östlichen Hänge aus Mittlerem Buntsandstein, die den unterlagernden Gips auslaugen. Die Erdfallformen mit Durchmessern von 3 m bis 150 m und Tiefen von 2 m bis 25 m

reichen am Roggenberg bis auf etwa 450 m ü. NN. Auffällig ist, dass ab einer bestimmten Überlagerungshöhe keine Erdfälle mehr auftreten. Die aus dem Profilschnitt EF der Geologischen Karte (Anl. 1) abgeschätzte kritische Deckgebirgsmächtigkeit beträgt etwa 80 m bis 150 m. Das entspricht ungefähr dem Übergang von mitteltiefem zu tiefem Sulfatkarst und scheint gleichzeitig die Tiefenbegrenzung der regulären Sulfatverkarstung darzustellen.

Im Elkenrod sowie westlich von Gut Vollung, im Quellgebiet des Sehlenbaches herrscht seichter bis mitteltiefer Sulfatkarst vor.

Seitentäler und Hänge der Gelster südlich Hundelshausen

Die Seitentäler und Hänge der Gelster südlich von Hundelshausen gehören zum Zentrum des nach NE aushebenden Altmorschener Grabens. Während die Erdfallfelder der östlichen Seite auf nackten und seichten (BK 65, Anl. 4.3) und nur zum kleinen Teil auf mitteltiefen Sulfatkarst zurückzuführen sind, leiten sich die Subrosionserscheinungen der westlichen Hänge und Seitentäler auf mitteltiefen und evtl. auf tiefen, irregulären Sulfatkarst ab.

5.2.4.2 Sulfatkarst an der NE-Abdachung des Grauwackensattels

Zone zwischen Hainskopf und Klepperberg

Am westlichen Anstieg zum Hainskopf treten Erdfallreihen und -felder auf, die in ihrem Verhältnis der Ausprägung zwischen Altem Gericht und Vollung erinnern. Während im Ausstrichbereich des Zechsteins in Richtung Klepperberg undeutliche, flache Bodensenkungen und Schwunddolinen auftreten (nackter Karst und Residualgebirge), sind im direkten Anschluss an die Buntsandsteinüberdeckung in Richtung Hainskopf kleine, bis maximal 3 m durchmessende Erdfälle entwickelt (seichter Sulfatkarst). Hangaufwärts nimmt die Überdeckung aus Mittlerem Buntsandstein durch das steile Abtauchen der NE-Flanke des Unterwerra-Sattels rasch zu und die Erdfalltätigkeit lässt entsprechend nach. Es handelt sich hierbei um regulären, mitteltiefen bis tiefen Sulfatkarst mit Ausbildung eines Gips- bzw. Anhydritgangs.

Zone zwischen Hellenberg und Habichtstein

Am Westhang des Hellenbergs sowie zwischen Strubekopf, dem Großen und Kleinen Habichtstein und östlichem Hellenberg finden sich deutliche Anzeichen von

seichtem und mitteltiefem Sulfatkarst in Form kleiner Erdfälle und flacher Subrosionssenken. Ähnlich den Verhältnissen am Hainskopf ist auch hier von einer regulären Sulfatkarsttätigkeit auszugehen.

Verlauf und Talbreite des Flachsbaehes

Zwischen dem aktiven Erdfallgebiet des Hainskopfes und dem weniger aktiven Westhang des Hellenbergs liegt der Flachsbaeh. Während sich dieser Baeh kerbtalartig bzw. als asymmetrisches, relativ steiles Muldental zwischen Hellenberg, Kleinen Habichtstein und Mittelberg in NW-Richtung eingeschnitten hat, weitet sich sein Tal im Mündungsbereich des Rückeroder Baehes und nimmt dann in NNE-Richtung wieder eine Kerbtalform an. Diese Talweitung des Flachsbaehes scheint ebenfalls an ein weiträumiges Ablaugen von oberflächennahen Zechsteingipsen geknüpft zu sein.

Erdfälle nahe der Salzbaehquelle

Nicht mehr zum Kerngebiet der Kartierung gehört ein Erdfallfeld unmittelbar südlich der Ortschaft Wendershausen (R: 3561110 / H: 5687310). Dort erfolgte im April 1985 ein letzter Einbruch (MÖLLER 1988). Interessant ist hier der hohe Chloridgehalt der zugehörigen Quelle, die etwa 120 m nordöstlich des Einsturzkessels entspringt. Der Name Salzbaehquelle und der sich anschließende Salzbaeh weisen auf den schon lange bekannten Salzgehalt des Gewässers hin, dessen Chloridanteil um 3000 mg/l und dessen Sulfatgehalt bei etwa 1220 mg/l liegt.

Die Tiefe und die genaue Lage der zugehörigen Salzlagerstätte ist nicht bekannt. Wahrscheinlich handelt es sich um Salze aus dem Zechsteinsalinar. Es sind aber auch an Störungen aufsteigende, soleartige Tiefenwässer denkbar, wie sie z.B. am östlichen Schiefergebirgsrand häufiger auftreten (HÖLTING 1992).

5.2.5 Alter der Subrosionserscheinungen

Dass die Gipssubrosion heute noch aktiv ist, zeigen die Vielzahl der frischen Auslaugungsformen und die von MÖLLER (1988) und VOGT (1992) durchgeführten Gewässeruntersuchungen. Der Zeitraum der Subrosion ist schwer definierbar; HOLZAPFEL (1998) zählt bereits die Rauhwacken- bzw. Zelldolomitbildungen zu den frühen Lösungsprozessen. Die Subrosion ist einerseits so jung wie die heutige Morphologie, andererseits enthalten die Dolinenfüllungen Gesteinskomponenten, die heute über dem ausstreichenden Zechstein abgetragen sind. Ihr Versturz muss dann

bereits vor der Bildung der heutigen Geländeoberfläche, mindestens im Frühquartär oder im Tertiär erfolgt sein (BECKER & KULICK 1999).

5.2.5.1 Altersstellung der Doline im Steinbruch Orth

Die Dolinenfüllung am Nordrand der Kurhessischen Gipswerke Orth (R: 3560210 / H: 5684890) gibt wichtige Hinweise für die lokale erdgeschichtliche Entwicklung (Kap. 4.4.1.1.2). Randlich als auch an der Basis der Laughöhle fanden sich bruchraue bis angerundete Blöcke des Oberen Muschelkalks, die in direkter Fortsetzung auf der Hochfläche dem Werra-Sulfat als allochthone Triasschollen und ungewöhnliche Schuttmassen auflagern. Bei der zentralen Füllung handelt es sich um tertiäre Sedimente, die aufgrund ihrer Abfolge mit mittelmiozänen Ablagerungen der weiteren Umgebung korreliert werden können. Bruchstücke aus Buntsandstein und höherem Zechstein fehlen.

Es ist davon auszugehen, dass zu Beginn des Mittelmiozäns die eigentliche Grabentektonik im Kartiergebiet bereits abgeschlossen war und sich eine Art Fastebene gebildet hatte. Im Bereich des heutigen Steinbruchs bestand der Untergrund des Peneplains aus Werra-Sulfat mit diskordant auflagernden allochthonen Triasschollen aus Muschelkalk, über denen die limnisch-fluviatile mittelmiozäne Frielendorfer-Gruppe transgredierte bzw. sich ablagerte. Die im Zuge der jungtertiären Heraushebung und Subrosion im Werra-Sulfat angelegten Laughöhlen brachen ein und wurden mit den Versturzmassen aus dem Hangenden verfüllt. Die tertiären Sedimente verlagerten sich dabei um einige Zehner Meter tiefer und wurden somit vor der natürlichen Erosion geschützt.

Sowohl die gerundeten Kiesel (Hornsteine, Sparite und Mikrite) als auch die kantengebrochenen Kalkblöcke aus Oberem Muschelkalk besitzen teilweise schwarze Eisen- bzw. Manganoxide als Anflüge und Umkrustungen, die auf eine lange Verweildauer im Lösungshohlraum hindeuten.

5.3 Atektonische Schichtenverstellung

Die örtliche Veränderung der tektonisch vorgegebenen Lagerungsverhältnisse im Hangenden des Zechsteinsalinars können zum einen auf subrosive und zum anderen auf solifluktuive Prozesse zurückgeführt werden.

Die nachgewiesene Überkipfung (R: 3558540 / H: 5684990) von Gesteinen der Bernburg-Folge und die an der Nordseite des Roggenbergs saiger stehenden Folgen des Mittleren Buntsandsteins sind teilweise auf eine atektonische,

subrosionsbedingte Rotation zurückführen. Durch die im Untergrund zur Bildung eines Gipshanges führende, flächenhafte Auslaugung der Zechsteinsulfate wurden die bereits primär orthotektonisch verkippten, zum Rollover gehörenden hangenden Buntsandsteinschollen durch sekundäre Ablaungsprozesse verdreht.

Die zwischen Zechsteinkalk und Hauptdolomit vorkommenden Residualbildungen des Werra-Sulfats erreichen bis zu 30 m Mächtigkeit. Durch periglaziale Prozesse können diese tonig-schluffigen Residualbildungen soliflukktiv wandern. Derartige Abläufe bedingen wahrscheinlich die im Hangausschnitt oft nur geringen sekundären Mächtigkeiten der Residualgebirge (BECKER & KULICK 1999). Das im Kartiergebiet häufig zu beobachtende direkte Nebeneinander bzw. Übereinander unterschiedlicher stratigraphisch positionierter Zechsteinkarbonate könnte darin ebenso eine Erklärung finden, wie die Reste einer im Rabental direkt auf Zechsteinkarbonat gelegenen allochthonen Rötscholle (R: 3561570 / H: 5685100).

5.4 Sulfatkarst-Gefährdungskarte

Auf der Grundlage der geologischen Neuaufnahme wurde für das untersuchte Gebiet eine Karte der Sulfatkarstgefährdung erstellt. Sie liegt dieser Arbeit als Anlage 2 bei. Normalerweise ergibt sich der Gefährdungsgrad eines Geländes aus der Tiefenlage verkarstungsfähiger Gesteine sowie der statistischen Erfassung von Erdfalldaten (Verteilung, Häufigkeit, Alter, Fortdauer, Intensität usw.). Im Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung wurde dazu ein Schema mit 8 Gefährdungskategorien entwickelt (BÜCHNER 1996).

Im vorliegenden Fall wurde dieses System auf insgesamt drei Kategorien vereinfacht. Außerdem bezieht sich die Gefährdungsabschätzung hauptsächlich auf die Verbreitung und Auslaugung von Zechsteinsulfaten und nur untergeordnet auf die Verkarstung mesozoischer Sulfatserien.

Gefährdungskategorie 1: (keine Gefährdung)

Unter die Gefährdungskategorie 1 fallen alle Gebiete, die keine auslaugbaren Gips- oder Anhydritvorkommen im Untergrund aufweisen. Dazu gehören alle Flächen aus oberdevonischen Grauwacken, Gesteinen des Rotliegenden und prä-sulfatischem Zechstein. Auch die Areale mit vollständig abgelaugtem Residualgebirge sind nicht mehr durch Sulfatkarst gefährdet.

Gefährungskategorie 2: (geringe Gefährdung)

Zu dieser Kategorie zählen alle Flächen, die durch mitteltiefen bis tiefen Sulfatkarst gefährdet sind. Obwohl eine Erdfalltätigkeit bisher nicht nachweisbar ist, kann eine irreguläre Auslaugung und weiträumige Senkenbildung nicht ausgeschlossen werden. Im Arbeitsgebiet sind das vor allem die grabenparallelen, aus Mittlerem und Unterem Buntsandstein aufgebauten Höhenrücken.

Gefährungskategorie 3: (starke Gefährdung)

In dieser Kategorie sind alle Flächen zusammengefasst, auf denen mit regulären Auslaugungserscheinungen gerechnet werden muss. Es handelt sich vor allem um Gebiete mit seichtem und mitteltiefem Sulfatkarst. Im engeren und weiteren Umfeld des Hundelshäuser Gipstagebaus sowie an allen direkten Ausbissen von Zechsteinsulfaten ist auch nackter bzw. gering bedeckter Karst zu beobachten.

Einen direkten Hinweis auf rezente Erdfalltätigkeit geben die Erdfälle, Dolinen und Subrosionssenken, die als Einzelstrukturen im Kartenblatt eingetragen sind. Eine weitere Unterscheidung und statistische Auswertung nach Durchmesser, Tiefe, Füllung, Alter usw. war nicht Bestandteil dieser Arbeit. In der Gefährungskategorie 3 befinden sich der Ort Hundelshausen, die Domäne Rückerode sowie Streckenabschnitte der Bundesstraße 451 und der Kreisstraße 63.

Obwohl sich bisher keine eindeutigen morphologischen Verkarstungsindizien fanden, wurden die Niederterrassen und Auenablagerungen der Gelster aus Sicherheitsgründen ebenfalls in die Gefährungsstufe 3 eingeteilt. Das Fehlen einer typischen Karstmorphologie liegt zum einen sicherlich an der Tatsache, dass Erdfälle und Bodensenkungen in oder in der Nähe von Ortschaften schnell verfüllt werden und nicht mehr ohne weiteres erkennbar sind. Zum zweiten können hydrogeologische Gründe angeführt werden: Das Gelstertal stellt nicht nur eine morphologische Tieflage dar, sondern könnte gleichzeitig als eine hydraulische Senke betrachtet werden.

Im einfachsten Fall sind im Gelstertal zwei Grundwasserkörper zu unterscheiden. Nämlich einem aus jungen, mobilen Hang-, Schicht- und Grundwässern aufgebauten, lediglich SO_4 -teilgesättigten Wasserkörper über bzw. in Talniveau, der von einem älteren, stark sulfat- und karbonathaltigen (evtl. auch gesättigten) Grundwasserstockwerk höherer Dichte und geringerer Zirkulation unterlagert wird. Ein Durchmischen der Grundwasserkörper scheint nicht stattzufinden. Während die

Auslaugung der über Talniveau anstehenden Sulfate und Karbonate durch die mobilen Grundwässer schnell voranschreitet, stagniert die Ablaugung gleicher Gesteinseinheiten unter Talniveau. Dolinen und Erdfälle im Talgrund bleiben aus.

Eine zusätzliche hydraulische Barriere für abströmende, tiefere, stark sulfathaltige Grundwässer sind im Vergleich zu mesozoischen und zechsteinischen Serien die durchweg schlechter durchlässigen oberdevonischen Grauwacken und Schiefer im Norden des Arbeitsgebiets, durch die die Gelster ihr Tal eingeschnitten hat. Dieser eingeschränkte Abtransport bzw. Aufstau der tiefliegenden, sulfathaltigen Wässer würde die oben genannten Effekte zusätzlich verstärken.

6 Tektonik

6.1 Der Begriff „Saxonische Tektonik“

Im Gegensatz zur alpinen Deckentektonik wird unter saxonischer oder germanotyper Tektonik die in mehreren Phasen verlaufende, mesozoische und känozoische Bruch- und Bruchfaltentektonik Mitteleuropas verstanden, die aus heutiger Sicht eng an globale, plattentektonische Driftbewegungen gebunden ist. Vom Voralpenraum bis zum Niedersächsischen Becken erfuhren die Schichten des mesozoischen Deckgebirges zwischen der Jura- und Tertiärzeit eine flachwellige Verbiegung und eine Bruchbildung, die zuerst von STILLE (1910, 1923, 1925) als „Saxonische Faltung“ und später allgemein als „saxonische Tektonik“ bezeichnet wurde (RICHTER-BERNBURG 1977). Im nördlichen Hessen, in Südniedersachsen und in Teilen von Thüringen bildeten sich langgestreckte Gräben, in denen sich jüngerer Mesozoikum erhalten hat.

Zur besseren Verständigung werden gemäß dem Vorschlag von CARLÉ (1955) zur Bezeichnung der unterschiedlichen geologischen Streichrichtungen die bekannten Namen nach den kennzeichnenden großen, regionalen Strukturen verwendet. GRUMBT & LÜTZNER (1983) geben für das außeralpine Mitteleuropa folgende Definitionen:

Tab. 6.1. Namen unterschiedlicher Streichrichtungen

von Großstrukturen abgeleitete Namen	Angabe in Grad	Streichrichtung
herzynisch:	~135°	SE-NW
flachherzynisch:	~120°	ESE-WNW
steilherzynisch:	~160°	SSE-NNW
rheinisch:	~ 20°	NNE-SSW
eggisch:	~175°	N-S
erzgebirgisch	~ 65°	ENE-WSW

6.2 Phasen saxonischer Tektonik

Aufgrund der Großräumigkeit und Mehrphasigkeit liegen zur zeitlichen Abfolge der saxonischen Tektonik von verschiedenen Autoren unterschiedliche Angaben vor. Von den 5 bzw. 6 Hauptphasen (SCHRÖDER 1976, WUNDERLICH 1973, GRUMBT & LÜTZNER 1983), die von der oberen Trias bis ins Pliozän reichen, sind für die Hessische Senke vor allem die jungkimmerische (Jura/Kreide) und die subherzyn-laramische Phase (Oberkreide bis Alttertiär) zu nennen.

Vor allem während der jungkimmerischen Phase entstanden die saxonischen Grabenzonen, die als hessische oder saxonische Gräben bekannt sind. Sowohl in der Umgebung des Elfas-Ahlsburg-Systems als auch im Bereich des Egge-Systems transgredierte verschiedene Unterkreide-Stufen auf einem vor dem Hauterivium angelegten Bruchschollen- bzw. Grabenmosaik (MEIBURG 1982). In den Gräben des Ohmgebirges konnte DIETZ (1925) eine vorcenomane und eine nachcenomane tektonische Bewegung aushalten. Dort transgredierte Grünsande der Oberkreide über bereits verkipptes und als Grabenstruktur eingebrochenes älteres Mesozoikum. Durch ein späteres Nachbrechen des Grabenzentrums konnten sich auch die kreidezeitlichen Sedimente erhalten.

Bereits die frühen Autoren beobachteten innerhalb der hessischen Gräben das Nebeneinander von Ausweitungs- und Einengungsformen und postulierten für die saxonischen Bruch- und Faltungsvorgänge einen mehrfachen Wechsel von Zerrung und Pressung (BOSSE 1931, MARTINI 1937, LOTZE 1938), den sie auf horizontal wirkende tangential Kräfte zurückführten (sog. gepresste Zerrgräben). So schreiben MIXIUS (1940) und RICHTER-BERNBURG (1977) der Genese der rheinisch streichenden Gräben hauptsächlich extensive und der Entstehung herzynischer Gräben vor allem kompressive Kräfte zu.

Andere Veröffentlichungen (ILLIES 1975, GRUMBT & LÜTZNER 1983, SCHRÖDER 1976 u.a.) gehen von einem sowohl in der Richtung als auch zeitlich wechselnden regionalen Spannungsfeld aus, das zu unterschiedlichen Altersansprachen der Hauptbruchrichtungen geführt hat. Demnach sollen herzynische Bruchlinien in der oberen Kreide entstanden sein, während die jüngeren rheinisch streichenden Strukturen mit der Taphrogenese des Oberrheintales an der Wende Eozän / Oligozän im Zusammenhang stehen sollen.

MEIBURG (1982) kommt für die hessischen Gräben zu anderen Schlüssen. Er macht für die Genese der Solling-Scholle und ihrer benachbarten Grabenstrukturen (z.B. Altmorschener, Fritzlarer, Kasseler Graben etc.) ein gravitatives Abgleiten entkoppelter, über dem Zechsteinsalz liegender Postsalinar-Einheiten entlang des Egge-Lineaments verantwortlich. Der rechtsdrehenden, horizontalen Schollengleitung der Deckschichten soll eine Kippung des Untergrunds um $1,4^\circ$ nach Norden an der Jura-Kreide-Grenze unmittelbar vorausgegangen sein. Die in unterschiedliche Richtungen streichenden Gräben sind somit isochroner Entstehung. SCHREIBER ET AL. (1998) erkennen zwar die primäre Anlage der Hessischen Gräben als mesozoische Bruchsysteme an, sagen aber, dass die hauptsächliche Reaktivierung und Ausgestaltung erst seit dem Oligozän geschehen ist und machen dafür Rotationsbewegungen des Rheinischen Schildes durch konjugierte Scherbruchsysteme verantwortlich.

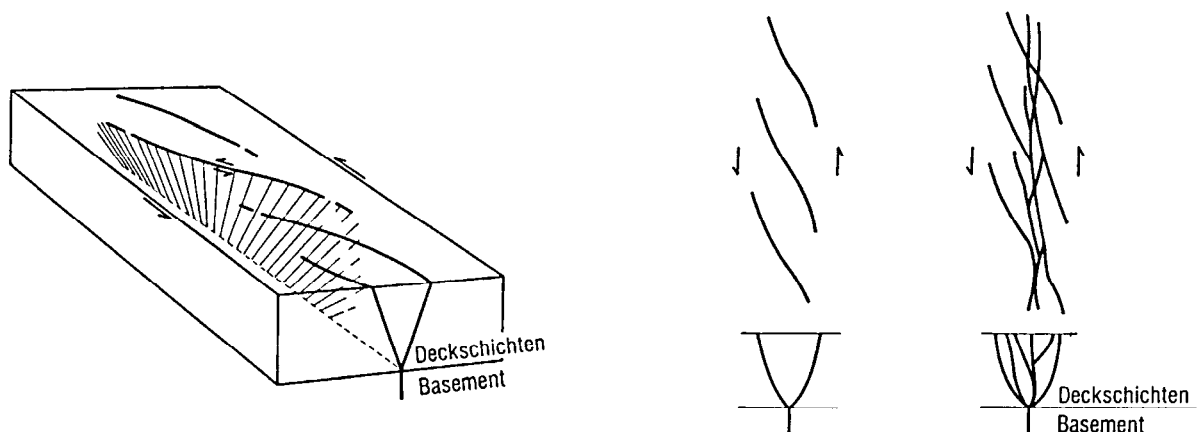


Abb. 6.1 Entwicklung von Scherstrukturen in Deckschichten (nach MANDL aus PRINZ 1997)

Aus der Sicht von NAUMANN & PRINZ (1989) kam es im Zuge der alpidischen Orogenese und der Öffnung des Nordatlantiks zu einer tiefkrustalen Schubbeanspruchung, die sich vor allem in den deutschen Mittelgebirgen bemerkbar

machte. Als Ursache der saxonischen Tektonik sieht PRINZ (1988) eine Wiederbelebung altangelegter Strukturen, die durch horizontal wirkende Schubspannung aus SE ausgelöst wurden, deren bruchmechanische Vorgänge sich nach MANDL (1988) durch die ehemals 1000-2000 m mächtigen mesozoischen Sedimentstapel durchpausten (siehe Abb. 6.1).

MICHAEL (1997) versteht die durch eingemuldete bzw. eingekippte Hangendschichten gekennzeichneten Gräben im Buntsandsteingebirge Nord- und Ostthessens als Scherbrüche, die sich als Antwort auf transpressive Deformation im nördlichen Vorland der alpinen Kollisionsfront zwischen konjugierten Scherverschiebungen (strike slip faults) gebildet haben. Zerrung und Pressung sollen sich nach MICHAEL (1997) hierbei zeitlich ablösen und haben gemeinsamen Anteil an der Ausbildung der Graben- und Horst-Strukturen (siehe auch: AHORNER 1975, ILLIES & GREINER 1979, READING 1982, MANDL 1988). Die mechanische Beanspruchung führte zur Ausbildung eines Bruchschollenlandes mit Extensions- und Kompressionsformen (PRINZ 1988).

Nach LAEMMLEN (1994) hat die saxonische Gebirgsbildung synchron mit alpin-orogenetischen Bewegungen an der Wende Eozän/Oligozän eine erneute Belebung erfahren.

Als Nachklang der Hauptereignisse sind die junge Heraushebung von Teilen der Hessischen Senke zum Mittelgebirge sowie quartärzeitliche schwache tektonische Bewegungen zu erwähnen (SEIDEL 1995). So berichtet SCHROEDER (1925) von Abschiebungen in pleistozänen Schottern innerhalb des unweit vom Unterwerrasattel entfernten Netraer Grabens. Rezente vertikale Erdkrustenbewegungen im mm/a – Bereich werden von einigen bekannten Großstörungen Thüringens beschrieben, die auf die Fernwirkung des Ostschubs des atlantischen „sea floor spreadings“ zurückgeführt werden (ELLENBERG 1988).

Durch Subrosion induzierte Bewegungen, wie die Lösung von Sulfat- und Karbonatgesteinen setzten wahrscheinlich schon seit dem Tertiär (oder früher) ein und halten bis heute an. Diese Prozesse haben die Primärstrukturen der saxonischen Gräben in geringem Umfang verstellt.

6.3 Charakteristika saxonischer Gräben der Hessischen Senke

Die saxonischen Gräben der Hessischen Senke sind durch bestimmte Baustile und wiederkehrende Phänomene charakterisiert. Aus der Vielzahl der vorliegenden Arbeiten und im Vorgriff auf eigene Ergebnisse kristallisieren sich für die

Grabenbrüche von Altmorschen-Hessisch Lichtenau, Eichenberg-Gotha, Gittelde, Ludwigseck, Momberg, Netra und Sontra sowie die Gräben des Ohmgebirges, des Trimbergs und des südlichen Leinetals bestimmte wiederkehrende Besonderheiten heraus.

Nomenklatur

Die Terminologie der hessischen Gräben wird vornehmlich von innerhalb oder randlich der Struktur gelegenen, größeren Ortschaften abgeleitet. So gliedert sich z.B. die im weiteren als Altmorschener Graben bezeichnete SSW-NNE-(rheinisch) streichende Altmorschen-Hessisch Lichtenauer Grabenzone in mehrere Teilstücke: Im Süden als Beisheimer Graben mit dem Grabenknie von Wichte (MIXIUS 1940), in der Mitte als Altmorschener bzw. Spangenberger und in nördlicher Erstreckung als Lichtenauer Graben.

Der Begriff der „niederhessischen Gräben“ wurde von BOSSE (1931) eingeführt und fasst alle Grabenzonen südlich des Unterwerra-Grauwacken-Gebirges zusammen.

Alterseinstufung

- Die Anlage der Gräben ist jungkimmerisch, d. h. die Hauptbewegungen erfolgten an der Jura/Kreide-Wende (z.B. DIETZ 1925, MEIBURG 1982, SCHRÖDER 1976).
- Schwächere Sekundär- bzw. Nachbewegungen reichen bis ins jüngste Tertiär (z.B. LAEMMLEN 1994, GRUMBT & LÜTZNER 1983).

Vorkommen und Erscheinung

- Die Gräben sind vor allem innerhalb der Hessischen Senke und im westlichen Thüringer Becken an die Verbreitung von Zechstein -Evaporiten geknüpft und fast ausschließlich im mesozoischen Deckgebirge erkennbar.
- Es handelt sich um etwa auf das Niveau des Mittleren und Unteren Buntsandstein eingesunkene Röt-, Muschelkalk- und Keuperschollen, z.T. mit Resten von Lias und Kreide.
- Die Mehrzahl der Verwerfungen sind transtensiv entwickelte Abschiebungen.
- Die vertikalen Sprunghöhen vom Grabenrand zum Grabenzentrum liegen deutlich über 150 m.

Vorzugsrichtungen

- Die Streichrichtungen besitzen überwiegend rheinische und herzynische Richtung, untergeordnet kommen eggisches und erzgebirgisches Streichen vor.

Geometrie

- Die Längserstreckung entspricht einem Vielfachen der Breite (im Idealfall langgestreckt rhombenförmig).
- Die Gräben halten meistens einige Zehnerkilometer in einer Richtung durch und erscheinen in Luft- und Satellitenbildern als Lineamente.
- Die Grabenbrüche setzen manchmal aus, sind segmentiert, bajonettartig verspringend oder flexurartig, sigmoidal verbogen (z.B. Grabenknie bei Wichte (BECKER & LAEMMLEN 1988)).
- Die durchschnittliche Breite reicht je nach Definition von mehreren hundert Metern bis zu einigen Kilometern (im Zentrum einer Grabenvereinigung auch deutlich breiter).
- Zwischen parallel verlaufenden Grabenbrüchen existieren relativ ungestörte, bis zu mehrere Zehnerkilometer breite Regionen.

Grabenendigungen

- Die Gräben enden durch sukzessive Abnahme der Sprunghöhen, d.h. sie schwänzen bzw. spitzen aus.
- In Luft- und Satellitenbildern sind die Hauptverwerfungen am Ende der gerade noch kartiertechnisch erfassbaren Grabenstrukturen immerhin bis zu mehrere Kilometer in Streichrichtung erkennbar.

Grabenvereinigungen

- Relativ senkrecht zueinander streichende Gräben (z.B. rheinisch und herzynisch) laufen ineinander.
- Es sind dabei keine Vorzugsrichtungen oder bevorzugte Altersstellungen der einen oder anderen Richtung erkennbar (z.B. KLOHN 1930, MEIBURG 1982).

„Pressungserscheinungen“

- Es existieren kompressive Strukturen im Grabenzentrum- sog. „gepresste Zerrgräben“ (KLOHN 1930, STILLE 1923, 1925, WAGENBRETH, O. (1963).
- Vorkommen von Horstschollen (sog. „Mittelhorste“ und „Zechsteinhorste“) im eigentlichen Grabenzentrum (LEMMER & RAMBOW 1994).
- Mittelhorste bestehen zumeist aus Buntsandstein und Muschelkalk.
- Zechsteinhorste existieren vor allem innerhalb herzynischer Gräben (z.B. Sontraer Graben, Kasseler Graben, Gotha-Saalfelder Graben).
- Zechsteinhorste sind zumeist stark gestört, langgestreckt, zwickelförmig und liegen als diapirartige Schollen in Gesteinen der Trias.
- Tektonische Mächtigkeitszunahme duktiler Zechsteinserien im Grabenzentrum.

„Wurzellosigkeit“

- Gräben setzen im Unteren Zechstein auf, d.h. der „Grabenkiel“ liegt innerhalb der duktilen Zechsteineinheiten (MEIBURG 1982).
- Gräben sind vor allem auf das Postsalinar- und auf das Salinar-Stockwerk des Zechstein beschränkt. Das Detachment liegt innerhalb der duktilen Zechsteinschichten.
- Das verfaltete paläozoische Basement zeigt im Gegensatz zu den großen Abschiebungsbeträgen im Mesozoikum nur geringe bis gar keine vertikalen Versätze (vgl. Tiefenlinienplan des Kupferschiefers von KULICK ET AL. 1984).

6.4 Strukturgeologische Karten

Die Ergebnisse der tektonischen Untersuchungen sind auf Anl. 3 als strukturgeologische Karten zusammengefasst. Die Einzelkarte I zeigt eine vereinfachte tektonische Gliederung der weiteren Umgebung des Unterwerrasattels im Maßstab 1: 300.000. Auf der Hauptkarte III sind die Lagerungsverhältnisse des Kartiergebiets unter besonderer Berücksichtigung der Strukturen in Salinar und der Schollengliederung des Postsalinars im Maßstab 1: 15.000 dargestellt. Der besseren Übersichtlichkeit wurden die tektonischen Strukturen im präsalinaren Stockwerk des Arbeitsgebietes als Einzelkarte II im Maßstab 1: 40.000 zusammengefasst.

Ein Säulenprofil im Maßstab 1: 12.500 veranschaulicht die tektonische Stockwerksgliederung im Arbeitsgebiet (Anl. 3 V). Ein nicht überhöhter,

repräsentativer Längsschnitt im Maßstab 1: 15.000 zeigt den charakteristischen Bau saxonischer Grabenstrukturen im NW des Unterwerrasattels (Anl. 3 IV).

Die vorliegenden Strukturkarten sind abgedeckte Karten ohne quartäre Überdeckung. Auf eine Schichtlagerungskarte des Kartiergebiets wurde bewusst verzichtet, da der exakte Verlauf des als Referenzschicht nutzbaren Zechsteinkalks bzw. Kupferschiefers nur ungenügend bekannt ist. Für diese Darstellung wird auf den Tiefenlinienplan des Kupferschiefers (KULICK ET AL. 1984) verwiesen.

Der auf den Strukturkarten dargestellte Schollenbau ist nicht wie üblich ausschließlich in Hoch-, Mittel-, Tief- und Grabenschollen gegliedert (siehe z.B. die veröffentlichte GK 1:25.000 Blatt 4923 Altmorschen (1999)), sondern ist entsprechend den tektonischen Verhältnissen vor Ort zusätzlich in Rollover-, Gleit-, Kippschollen, usw. gegliedert.

6.5 Struktureller Bau des Unterwerrasattels und seiner weiteren Umgebung

Inmitten der mesozoischen und känozoischen Abfolgen der Hessischen Senke tritt über eine Länge von 15 km und eine Breite von maximal 4 km eine herzynisch streichende Antiklinalstruktur zu Tage, die als Grauwackensattel der unteren Werra bezeichnet wird. Ähnlich den Aufbrüchen von Baumbach, Welda, Mühlbach und Ruhlkirchen baut sich der Kern des Grauwackensattels aus variszisch gefaltetem, erzgebirgisch streichendem Paläozoikum auf und vermittelt in seiner Fazies zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge (WITTIG 1968, SCHMID 1991).

Der Grauwackensattel wird von einem unterschiedlich breiten Saum aus Zechstein und Unterem Buntsandstein ummantelt. Für diese überwiegend känozoisch entwickelte Gesamtstruktur wird im weiteren der Begriff „Unterwerrasattel“ verwendet (Abb. 6.2).

Bei den schon paläozoisch gefalteten Gesteinen handelt es sich vor allem um tiefoberdevonische Grauwacken (Werra-Grauwacken), die den mittleren und NW-Teil des Sattelkerns beherrschen. Vereinzelt sind kleinere Kieselschiefer- und Diabasvorkommen eingeschaltet. Lediglich im SE der Antiklinalen, im sog. Albunger Paläozoikum, treten schwach metamorphe Diabase und Phyllite mit Diabas-Linsen auf, die nach REITZ (1989) in das höchste Oberdevon zu stellen sind.

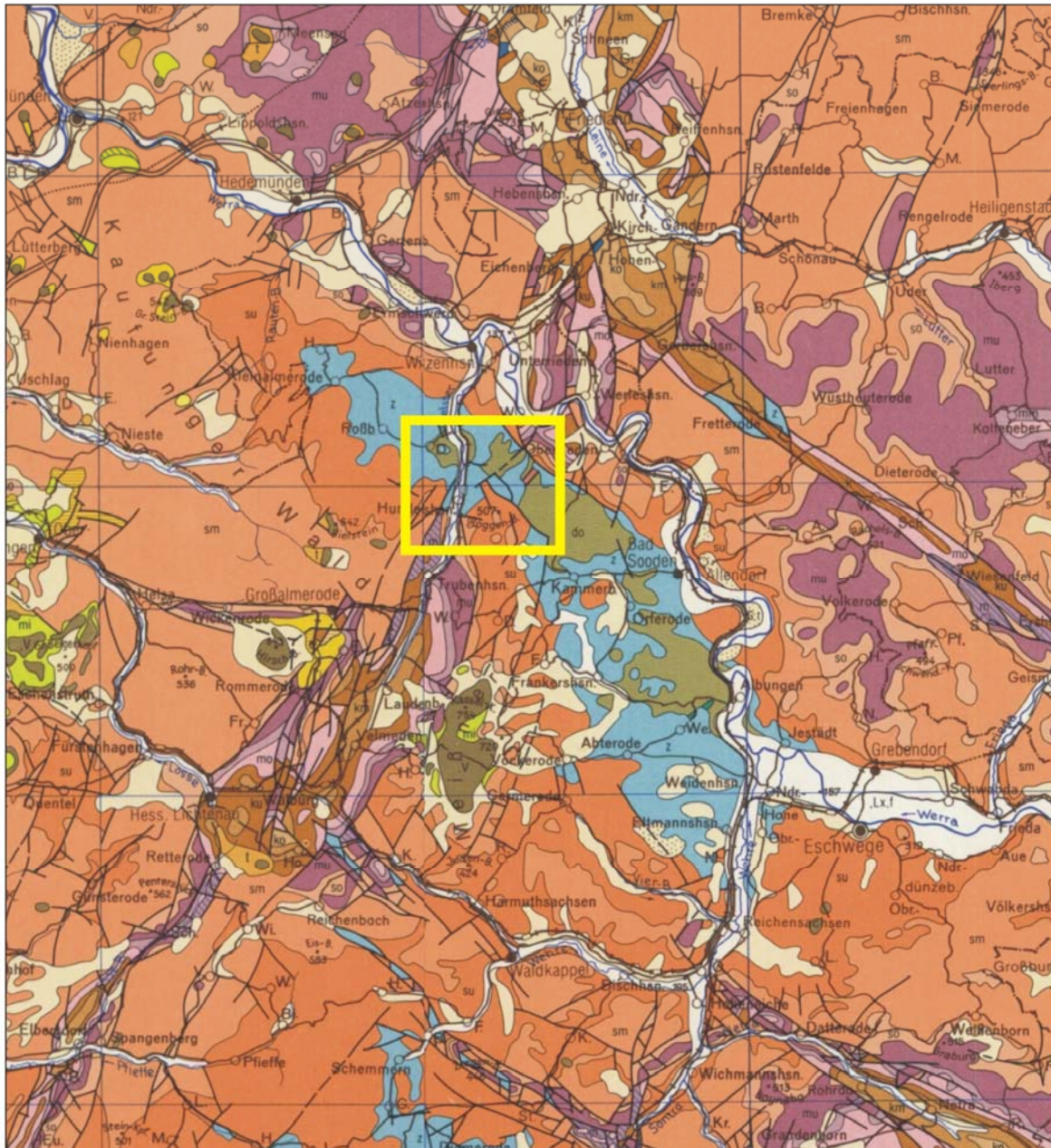


Abb. 6.2. Unterwerrasattel mit Arbeitsgebiet, Ausschnitt aus der GÜK 300.000 Hessen

Im Vergleich zu ähnlichen Strukturen im Rhenoharzynikum bezeichnet SCHMID (1991) das höher metamorphisierte Albunger Paläozoikum als Parautochthon und die Werra-Grauwacken als allochthon und sieht beide als Teildecken der Nördlichen Phyllitzzone an.

Während die leicht gekrümmte Achse des Grauwackensattels mit wenigen Grad nach Nordwesten bzw. nach Südosten abtaucht, fallen die Sattelflanken unterschiedlich stark ein. Aufgrund des sehr flachen SW-Schenkels und des deutlich steileren NE-Schenkels ergibt sich eine leichte NE-Vergenz der Unterwerra-Antiklinale. Zusätzlich ist der Grauwackensattel durch mehrere in etwa senkrecht zur

Sattelachse streichende Mulden und Sättel gegliedert. In einigen dieser Mulden greift der Zechstein brückenartig über den paläozoischen Aufbruch hinweg.

Während bereits SCHUBART (1955) und SCHMIDT (1931) erhebliche Versatzbeträge am NE- und SW-Rand des Grauwackensattel negierten, erkennen die späteren Bearbeiter (WITTIG 1968, JACOBSHAGEN ET AL. 1977, RITZKOWSKI 1978, HOLZAPFEL 1998) einen Pultschollencharakter mit bis zu 700 m Vertikalversatz vor allem am NE-Rand. Dabei verweisen die Autoren auf die wenigen Stellen, an denen oberdevonische Grauwacken gegen Ablagerungen aus Buntsandstein grenzen; zwei davon am NE-Rand (im SE von Wendershausen sowie südlich von Oberrieden im Bremstal) und eine am SW-Rand der Antiklinalen (an der Ostabdachung des Roggenbergs).

Der Unterwerrasattel wird von mehreren saxonischen Grabenstrukturen umgeben (Anl. 3 I): In rheinischer Richtung sind das der Trimberggraben, der Oberriedener Graben, der Altmorschener Graben sowie der Wendershausener Graben als die südlichste Fortsetzung des Leinetal-Grabens. Zur herzynischen Richtung gehören die westlichen Ausläufer des Netra-Grabens, die Ermschwerder Mulde sowie der Hellenberg- und Vollung-Graben.

Das Alter des Unterwerrasattels wird unterschiedlich diskutiert: SCHUBART (1955) sieht für die Genese und Heraushebung der Antiklinalen eine mehrphasige post-Zechsteintektonik, HOLZAPFEL (1998) verlegt die erste Hebung des Grauwackengebirges an herzynischen Brüchen in die Zeit vom Ober-Jura bis zur Unterkreide. GUNDLACH & STOPPEL (1966, 1984) sehen im Werra-Grauwackengebirge ein im Paläozoikum gefaltetes Gebiet, das im Tertiär von einer Hebungs- und Bruchtektonik betroffen und sattelförmig aufgewölbt wurde.

6.6 Lagerungsverhältnisse im Kartiergebiet

Das Kartiergebiet ist Teil des nordwestlichen Unterwerrasattels und ist charakterisiert durch das Zusammentreffen überregionaler tektonischer Großstrukturen und die dadurch bedingte Vielfalt der zu Tage tretenden Gesteine. Wie sich bei der Neubearbeitung herausgestellt hat, grenzen an vielen Stellen im Kartiergebiet tektonisch stark beanspruchte und zerlegte triassische Gebirgsschollen gegen Ablagerungen aus Zechstein und Oberdevon. Zu den eigentümlichen Lagerungsverhältnissen zählen besonders die bereits vielfach in der Literatur beschriebenen allochthonen Triasschollen sowie durch neuere

Explorationsbohrungen belegte Schichtwiederholungen im unteren Zechsteinsalinar. Außerdem sind die bisher unbekannten, in Werra-Sulfaten eingeschuppten Bröckelschieferschollen zu nennen.

Das besondere des Arbeitsgebietes ist weiterhin, das hier der paläozoische Grauwackensattel zwei bedeutende saxonische Grabenzonen quert und diese aushebt. Es handelt sich zum einen um den südwestlichen Altmorschener Graben und den nordöstlichen anschließenden Leinetal-Graben (Anl. 3 I).

Durch die Aufwölbung der Unterwerra-Antiklinale ergibt sich ein einzigartiger Einblick in die Wurzelzonen (*detachments*) saxonischer Grabenbrüche innerhalb der Hessischen Senke. Betrachtet man den Verlauf des rheinisch streichenden Altmorschener Grabens in der Geologischen Karte (Anl. 1), so hebt dieser allmählich nach Nordosten zum Grauwackensattel hin aus. Dies macht sich dadurch bemerkbar, dass aus südwestlicher Richtung von Trubenhausen her kommend, an parallelen und senkrecht zur Grabenachse verlaufenden Brüchen, immer ältere Triasschichten zu Tage treten. Während im Grabenzentrum der Keuper von den Serien des Muschelkalks abgelöst wird, setzen an den Grabenrändern südlich der Ortschaft Hundelshausen immer ältere Folgen des Mittleren Buntsandsteins ein, die letztlich von Unterem Buntsandstein abgelöst werden. Im Westen grenzen Schichten aus Röt und vor allem Mittlerem Buntsandstein direkt an Hauptdolomit. Ähnliches gilt für den Ostrand des Grabenzentrums des Altmorschener Grabens. Dort sitzen Ablagerungen aus Bröckelschiefer, Unterem Buntsandstein, der Volpriehausen Wechselfolge und Resten von Röt, dem Anhydrit der Werra-Folge und dem Staßfurtkarbonat diskordant auf. Etwa in Streichrichtung der Grabenachse liegen die isolierten allochthonen Triasschollen diskordant auf der von Werra-Sulfaten und Hauptdolomit gebildeten Zechsteinbrücke, die über den NE-vergenten, variszischen Rumpf hinübergreift. Symmetrisch zu den Verhältnissen am SW-Rand setzt der Leinetal-Graben an der deutlich steileren NE-Abdachung des Grauwackensattels wieder ein.

Diese verwirrenden Lagerungsverhältnisse haben in der Vergangenheit verschiedene Autoren zu den unterschiedlichsten Genesemodellen bewogen. Um die Situation neu zu bewerten, werden die tektonischen Verhältnisse an wichtigen Stellen des Kartiergebiets nachstehend detailliert geschildert.

6.6.1 Bau des Grauwackensattels

Der variszische Faltenbau der Grauwacken und Tonschiefer sowie deren Schieferung und Kluftgefüge wurde eingehend von SCHUBART (1955), WITTIG (1968) und SCHMID (1991) beschrieben. Sie sind für die weitere Fragestellung unerheblich. Von besonderem Interesse ist dagegen die sekundäre Ausgestaltung der Sattelstruktur. Die Lagerungsverhältnisse der Unterwerra-Antiklinale sind im Kartenbild am besten durch den ehemals flächendeckend verbreiteten, geringmächtigen und verwitterungsresistenten Zechsteinkalk erkennbar, der mehr oder weniger direkt dem Grundgebirge aufliegt und wie dieses auf tektonische Beanspruchung vorwiegend bruchhaft reagiert hat.

Im Gegensatz zu der stark gestörten und komplizierten Lagerung der Trias und des salinaren Zechsteins ist der Grauwackensattel im Kartiergebiet überraschend einfach gebaut (siehe Anl. 3 II). Ohne seinen Zusammenhang einzubüßen, quert der alte Rumpf das in sich verworfene Mesozoikum. Die Achse der Antiklinale unduliert in der Vertikalen und streicht vom Sengelbarth im Osten über den Behälterskopf zum Gelstertal und von dort mit einer leichten Umbiegung nach Westen auf Dohrenbach zu. An zwei Stellen greift der Zechstein brückenartig über das alte Gebirge. Das eine Mal am Mittelberg und am Behälterskopf, das andere Mal, etwas stärker gestört östlich der Gelster am Ellerstein. Durch diese etwa senkrecht zur Sattelachse streichenden, weitgespannten grabenartigen Mulden kann der Grauwackensattel im Kartiergebiet in z.T. sattelartige Hochgebiete und querschlägige Mulden unterteilt werden.

Von Osten nach Westen ergibt sich folgende Gliederung: Die Hochlagen von Sengelbarth und Rabental werden durch die Behälterskopf-Mulde vom Klepperberg-Hoch getrennt. Das Söhre-Hoch mit einer etwa NS-streichenden Sattelstruktur wird wiederum vom der Ellerstein-Mulde vom Klepperberg-Hoch geschieden.

Einen Einblick in den Bau der Behälterskopf-Mulde gibt der Profilschnitt KL der Anl. 5. Der Zechsteinkalk fällt mit 10° bis 15° von beiden Seiten unter die Berggrate von Mittelberg und Behälterskopf ein. Morphologisch bewirken die widerstandsfähigen Hauptdolomitklippen im Kern der Quermulde eine Reliefumkehr. Die NE- und SW-Flanke des Grauwacken-Sattels sind im Kartiergebiet leicht asymmetrisch und relativ unkompliziert gebaut. Während die SW-Flanke mit wenigen Grad in südliche Richtung abfällt, taucht der NE-Rand deutlich steiler (im Mittel etwa

25°) nach NE ab. Im Uferbereich des Flachsbaes (R: 3561890 / H: 5686200) konnte das Einfallen des Ca1 mit bis zu 55° bestimmt werden.

An beiden Sattelflanken treten vor allem scheitelparallele Verwerfungen auf, die häufig staffelförmig angeordnet sind und deren Sprunghöhen zumeist nicht über einige Zehnermeter hinausgehen. Solche typischen Staffelbrüche kommen nördlich des Ellersteins, am Habichtstein und am Klepperberg vor. Besonders eindrucksvoll sind diese treppenförmig angeordneten Brüche nördlich des Ellersteins am östlichen Gelstertal entwickelt. Sowohl am Ellerstein als auch am Klepperberg lässt sich ein kleinräumiger Wechsel von Störungen unterschiedlicher Steilheit und Charakter erkennen. Mosaikartig lösen sich dort Hoch- und Tiefschollen mit Sprunghöhen im Zehnermeter-Bereich ab bzw. gehen ineinander über. Im NE des Klepperbergs konnte sogar ein rhombischer Horst, möglicherweise eine *pop up*-Struktur auskartiert werden. Diese kleinräumige Tektonik kann im postsalinaren Deckgebirge nicht nachvollzogen werden.

Der Profilschnitt IJ (Anl. 5) gibt den leicht asymmetrischen Bau des Grundgebirgsaufbruchs wider und zeigt die gestaffelten Bruchzonen des Ellersteins und des Klepperbergs. Vor allem an der steileren Nordostabdachung der Antiklinalstruktur ist der Zechsteinkalk häufig durch Flexuren geschleppt und teilweise tektonisch ausgedünnt. Diese Bruchzonen sind partiell durch schwerspat- und kupferkiesführende Quarz- und Kalzit-Gänge verheilt (STOPPEL & GUNDLACH 1978, 1983).

Es ist im übrigen davon auszugehen, dass die im Kern des Sattels ungestört ausgehaltenen Grauwacken ähnliche Bruchmuster aufweisen, wie sie am direkten Kontakt zum Kupferschiefer bzw. Zechsteinkalk nachweisbar sind.

Wichtige Indizien für die Lagerungsverhältnisse an den Flanken des Grauwackensattels sind die aufgetretenen, vorwiegend auf seichten und mitteltiefen Sulfatkarst zurückführbaren, kleindimensionalen Subrosionserscheinungen, wie Dolinen, Erdfälle und Bodensenkungen im Meter bis maximal Dekameterbereich.

Die Verhältnisse an der NE-Flanke (Hainskopf, Hellenberg) sind mit denen der SW-Flanke (Ostabdachung des Roggenbergs und Kümmelrotskopfes), wo sich in unmittelbarer oder mittelbarer Nähe der Geländeoberfläche nachgewiesene verkarstungsanfällige Werra-Sulfate befinden, durchaus vergleichbar.

6.6.1.1 Sprünge und sogenannte „Sockelstörungen“

Im Kartiergebiet finden sich zwei Stellen, an denen Buntsandstein direkt gegen die Grauwacken verworfen ist. Es handelt sich dabei zum einen um den sog. *Vollung-Sprung* am östlichen Fuß des Roggenbergs sowie um den sog. *Flachsbach-Sprung* am SW-Fuß des Hellenberges (Anl. 3II). Weitere „Sockelstörungen“, wie die von JAKOBSHAGEN ET AL. (1977) am Brillweg mit ca. 600 m Versatz zitierte sowie die von HOLZAPFEL (1998) mit ebenfalls etwa 600 m Versatz postulierte „Hundelshäuser Rampe“ sind im Gelände nicht nachvollziehbar.

Vollung-Sprung

Die etwa 800 m lange Störung verläuft entlang des morphologischen Vollung-Sattels am Fuße des Roggenbergs und des Kümmelrotskopfes und trennt die Hardeggen-Folge von den oberdevonischen Grauwacken bzw. dem Zechsteinkalk. Nach rein schematischer Sichtweise würde diese Verwerfung einen Vertikalversatz von rund 500 m aufweisen (Profil EF, Anl. 1).

Dem Vollung-Sprung in seinem Streichen nach NW folgend, läuft die steile, fast saiger stehende Verwerfung aus oder wird von einer Blattverschiebung abgelöst, deren horizontaler Versatz für die Talbildung im Deckgebirge (im SW des Behälterskopfes) und für die Anlage der Schwerspatgänge im Basement im NE des Ellersteines verantwortlich sein könnte (Profil AB, Anl.1). Dem Vollung-Sprung nach SE folgend, setzt unvermittelt Hauptdolomit (Ca2) ein, der außerhalb des kartierten Gebietes vom Zechsteinkalk (Ca1) abgelöst wird. Weiter in SE-Richtung verliert der Vollung-Sprung sein steiles Einfallen, verspringt, verflacht und entzieht sich der Kartierbarkeit.

Somit ergibt sich folgender Verlauf der Störung: Während die Versätze nach NW und SE ausklingen, kulminiert die Sprunghöhe im Bereich des Vollungsattels. Ähnliches Verhalten beschreibt MEIER (1993) an bestimmten Abschiebungen (Abb. 6.3).

Dabei beträgt der Vertikalversatz am Vollung-Sprung insgesamt wenige Zehnermeter bis maximal hundert Meter (Profil EF, Anl. 1). Das bestätigen die vorgefundenen Auslaugungsformen, der Ca1-Erosionsrest östlich der Kreisstraße 63, die räumliche Nähe der benachbarten Zechsteinserien sowie die im Jahr 2001 durchgeführten Erkundungsbohrungen der Firma Orth, welche die Flachgründigkeit der über Werra-Sulfat rotierten, allochthonen Buntsandstein-Scholle (Rollover) des Roggenbergs belegen.

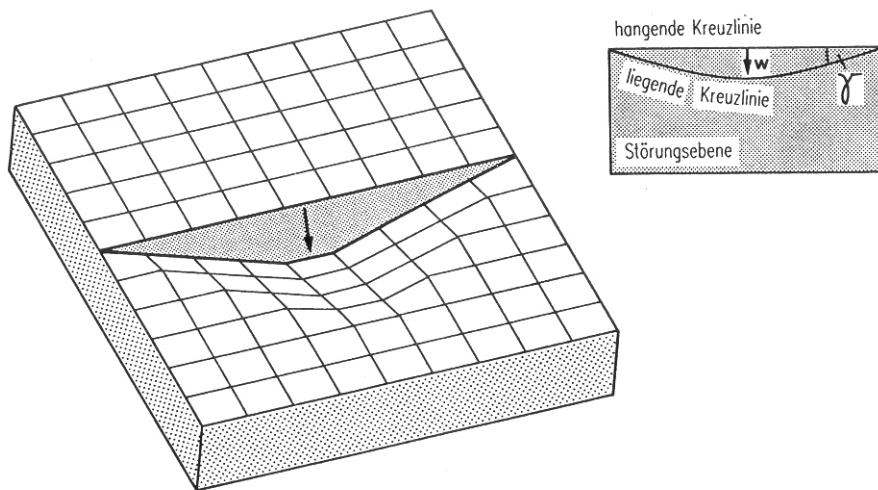


Abb. 6.3. Typische Abschiebung mit Kulmination und seitlichem Ausklingen aus MEIER (1993)

Flachsbach-Sprung

Ähnlich den Gegebenheiten am Vollung-Sprung verhält es sich mit dem Flachsbach-Sprung (Anl. 3 II). Diese etwa 300 m lange, zwischen Mittelberg und Hellenberg gelegene, steile Abschiebung verwirft oberdevonische Grauwacken gegen die Hardeggen- und Solling-Folge. Im SE-Streichen der Störung sind die vornehmlich aus unterem Mittlerem Buntsandstein aufgebauten Schollen durch ein Kakiritband getrennt und werden von älterem Zechstein (A1-Residuen und Ca2) unterlagert. In der Tektonischen Karte, (Anl. 3 III) wurde diese Situation als flache Abscherbahn des Hellenberg-Grabens interpretiert.

„Sockelstörung am Brillweg“

Folgt man dem Flachsbachsprung nach NW, so taucht in seinem Streichen erst der Zechsteinkalk (Ca1), dann die Residualsedimente des Werra-Anhydrits (A1') und letztlich am nordwestlichen Talrand des Flachsbaches sogar der Hauptdolomit (Ca2) auf, an die jeweils Ablagerungen aus Mittlerem und Oberem Buntsandstein grenzen. An dieser Stelle, an der auch der Leinetal-Graben bzw. dessen südlichste Verlängerung, der Wendershausener Graben ansetzt, befindet sich der Brillweg, an dem JAKOB SHAGEN ET AL. (1977) Sprunghöhen von insgesamt etwa 600 m postulieren. Auf engstem Raum grenzen Gesteine des Ca2, getrennt durch verquetschte Tonsteine des Röt, an die Abfolgen des Unteren Muschelkalks.

Im gesamten Ausstrichbereich der beschriebenen Störungen am NE-Rand des Grauwackensattels geben kleinere Dolinen und Senkungsfelder am südwestlichen Fuß von Hainskopf und Hellenberg sowie die außergewöhnlich breite Talung des Flachsbaes Hinweise auf seichten bis mitteltiefen Sulfatkarst (Kap. 5.2.4.2). Ein Hochbrechen der kleinen Hohlräume über mehrere hundert Meter ist mechanisch auszuschließen (Kap. 5.5). Folglich bleiben sowohl die Versatzhöhen des Flachsbaesprunges als auch die in Streichrichtung folgenden Verwerfungen deutlich unter 100 m.

Der Profilschnitt IJ (Anl. 5) im Bereich des Hainskopfes entspricht in etwa den Lagerungsverhältnissen am Brillweg und vermittelt einen Einblick in den Gebirgsbau am Beginn des Leinetal-Grabens.

„*Hundelshäuser Rampe*“ sensu HOLZAPFEL (1998)

HOLZAPFEL (1998) postuliert eine herzynische Sockelstörung von etwa 600 m Versatz am südlichen Ortsrand von Hundelshausen, die er in einem kurzen Stück durch das Aneinandergrenzen von Zechstein und Röt zu erkennen glaubt. Die Existenz dieser Sockelstörung ist aber rein hypothetischer Natur. Demnach müssten westlich, östlich und südlich von Hundelshausen und darüber hinaus überall dort Sockelstörungen vermutet werden, wo jeweils mittel- und obertriassische Gesteine gegen Zechstein grenzen. Nach den Ergebnissen der Explorationsbohrungen und der Geländebegehung ist diese mehr oder weniger halbrunde Bruchstruktur im Süden von Hundelshausen besser durch eine zusammenhängende, subhorizontale Abscherbahn zu erklären. Sie wird im weiteren als Halbfenster von Hundelshausen bezeichnet (Kap. 6.8.2.2; Anl. 1, Profil AB; Anl. 3 III).

6.6.1.2 Neuerkenntnisse über den Bau des Grauwackensattels

Wie die geologische Neukartierung ergeben hat, sind die vielfach zitierten, rein rechnerisch ermittelten, bis zu 700 m großen Vertikalversätze sowohl an der NE- als auch an der SE-Flanke des Grauwackensattels nicht nachvollziehbar. Fahrstuhlartige Tektonik mit Sprunghöhen, wie sie von JACOBSHAGEN ET AL. (1977) postuliert wurden, sind nicht vereinbar mit dem Auftreten von kleindimensionalen Subrosionsstrukturen, die m. E. auf seichten und mitteltiefen Sulfatkarst zurückgeführt werden können.

Da es gleichzeitig an begleitenden Randbrüchen im NW und SE der Antiklinale mangelt, fehlen dem Grauwackensattel die typischen Charaktermerkmale einer Pultscholle; nämlich das flexurartige langsame Herausheben des alten Gebirges und

das abrupte Absetzen an jeweils drei benachbarten Seiten, wobei die höchsten Vertikalversätze auf der der Flexur gegenüberliegenden Verwerfung liegen sollten. Auch können bisher keine deutlichen Zusammenhänge zwischen den Verwerfungen in Präsalinar und Salinar bzw. Postsalinar nachgewiesen werden.

Es ist festzuhalten, dass der Altmorschener Graben im Kartiergebiet sukzessive am SW-Rand der Grauwackenantiklinale aushebt und als Leinetal-Graben, bzw. Wendershausener Graben am NE-Rand wieder einsetzt. Der rheinische Grabenbruch setzt also nicht unvermittelt an einer einzigen, tiefreichenden Bruchstruktur mit hohen Versatzbeträgen im Prä-Zechstein-Sockel südlich von Hundelshausen ab, sondern wird durch die sekundäre Aufwölbung des Unterwerrasattels herausgehoben. Wie MEIBURG (1982) bereits feststellen konnte, findet sich keine der Grabenstörungen auch nur andeutungsweise in den Strukturen des zu Tage tretenden prä-salinaren Zechsteins oder innerhalb des variszischen Sockels wieder. Die Gräben bleiben auf das Stockwerk ab dem salinaren Zechstein beschränkt, was ebenfalls dem Tiefenlinienplan des Kupferschiefers von KULICK ET AL. (1984) entspricht.

Die erkannten Strukturen lassen sich vereinfachend auf eine mindestens zweiphasige Tektonik zurückführen: Im Zuge der saxonischen Grabengenese kam es zunächst zur Anlage von listrischen, im Zechsteinsalinar horizontal auslaufenden Abscherbahnen, die zu einer Zerdehnung der postsalinaren Schollen führte; d.h. die triassischen Einheiten absenkte und diese zum Teil diskordant Unterem Zechstein auflagerte. In einer zweiten Phase wurde der Unterwerrasattel herausgehoben, wobei an den unterschiedlich stark einfallenden Sattelflanken steile Verwerfungen mit lediglich geringen vertikalen Versatzbeträgen auftraten. Die von früheren Autoren postulierten, mehrere hundert Meter betragenden Sprunghöhen werden an diesen Sockelstörungen durch die räumliche Nähe von paläozoischen und triassischen Gesteinen vorgetäuscht.

6.6.2 Lagerungsverhältnisse im Gipstagebau Hundelshausen

Einen ungewöhnlichen Einblick in die Lagerungsverhältnisse der Werrasulfate (A1) bietet der Steinbruch der Kurhessischen Gipswerke Peter Orth östlich der Ortschaft Hundelshausen. Der im Durchschnitt etwa 350 m breite und bis zu 60 m tiefe Gipsbruch wird im Sprengbetrieb auf 3 Sohlen abgebaut. Die Höhe der 60° bis 90° steilen Gipsstöße beträgt durchschnittlich 20 m. Im zentralen Bruchgelände ist ein

Steinbruchsee als Pumpensumpf ausgebildet, dessen Wasserspiegel auf etwa 265 m üNN liegt.

Den besten Überblick in den Gebirgsbau bietet die nordöstliche, östliche und südöstliche Steinbruchwand, die auf Tafel 1 als Fotomontage dargestellt ist. Wegen der hohen Reinheit der Sulfate und fehlender Leithorizonte entzog sich ein Großteil der im Tagebau aufgeschlossenen Sulfatgesteine bisher einer feineren stratigraphischen Gliederung. Erst eine detaillierte Geländeaufnahme und ein intensives Einarbeiten in die Strukturen des stark verfalteten und bereichsweise stark brekzierten Gesteinsverbandes zeigt den Bau des Sulfatgebirges: Weitreichende Scherbahnen, zum Teil mit eingeschuppten, allochthonen Bröckelschieferschollen durchziehen den Steinbruch. In der Fotomontage geben die gestrichelten gelben Linien den Verlauf der sedimentären Schichtung wieder. Die roten Linien sind sowohl nachgewiesene als auch z.T. interpretierte Störungsbahnen.

Sowohl die Liegendgrenze als auch die Hangendgrenze des A1 sind im Steinbruchgelände nicht aufgeschlossen. Laut frdl. mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Holzapfel liegen nur die obersten 20 bis 40 m des A1 heute als Gips vor. Während an der ersten Sohle die grauen Farbtöne dominieren, treten nach oben hin rote Verwitterungsfarben deutlich in Erscheinung.

6.6.2.1 Faltenbau

Der sehr eindrucksvolle und für das mitteleuropäische Deckgebirge ungewöhnliche Faltenbau der Werrasulfate lässt sich an der N- und NE-Wand des Gipstagebaus studieren. Die vornehmlich in südliche Richtung einfallende Schichtung ist einem im allgemeinen N- bis NE-vergenten Faltenbau zuzuordnen, der Amplituden und Wellenlängen von einigen Zentimetern bis zu mehreren Dekametern erreicht. Allerdings erscheint es unmöglich, jede Falte im Anstehenden zu verfolgen, weil häufig der genaue Schichtenverlauf durch Brekzierung (Taf. 4, Fig. 2; Abb. 4.4) und plastische Ausdünnung bis zur Unkenntlichkeit zerstört ist (Taf. 6). Weiterhin ist das sedimentäre Geopetalgefüge in weiten Bereichen des Steinbruchgeländes nicht exakt festzulegen.

Die auffälligsten Schichtverformungen treten zwischen der 2. und 3. Sohle im NE des Tagebaues auf. Vor allem die im Anschnitt etwa 25 m hohe taschen- bzw. bauchförmige Synklinalform mit bogenförmig gekrümmter, mehr oder minder horizontal liegender Faltenachse zeigt eine starke NE-Vergenz (Taf. 3). Die

normalerweise an diese Synform anschließenden liegenden und hangenden Kleinschenkel und antiformalen Schichtenumbiegungen bzw. Sattelscheitel fehlen und sind durch kataklasierte Dezimeter bis Meter breite Scherbahnen ersetzt, die zur jeweils nächsten, ebenfalls NE-vergenten Synform überleiten. An diese Taschenfalte schließen sich im Westen weitere liegende, enge und z.T. isoklinale Falten mit ausgewalzten Scheiteln an (Taf. 4, Fig. 1). Die im ESE der Steinbruchwand (Taf. 1) erkennbare, weitgespannte bzw. offene Mulde ist lediglich ein Anschnitteffekt. Der eigentliche Kern dieser Mulde (Streichrichtung: ENE-WSW) ist am SW-Rand des Bruches durch eine steilstehende, in etwa südliche Richtung fallende, nicht überkippte Ca²-Scholle nachzuvollziehen.

Grob verallgemeinert ist im Gipstagebau ein leicht kurvender bzw. gekrümmter und in etwa nordvergenter Faltenbau erkennbar, der in seiner Geometrie eng an die Scher- bzw. Überschiebungsbahnen geknüpft ist. Die Faltenachsen liegen mehr oder weniger horizontal und streichen im Osten des Bruches in ESE-WNW Richtung. Im Norden des Bruches drehen sie in die NNW-SSE-Richtung. Ähnliches berichtet PETRASCHKE (1931) vom heute schlecht erschlossenen, ehemaligen westlichen Bruchgelände.

Allerdings sind nicht alle Faltenbilder diesem Strukturbild zuzuordnen. Die Vergenz und die Achsenrichtung einiger kleiner, Meter großer Falten weichen von diesem Schema ab. Die ZMS-Methode, bei der die Kleinschenkelvergenz zur Bestimmung der Faltengeneration und -ordnung herangezogen wird, ist vor Ort einsetzbar.

6.6.2.2 Scherbahnen, kompressiver Schuppenbau und allochthone Bröckelschieferschollen

Wie die Fotomontage (Taf. 1) zeigt, fallen die Störungsflächen im allgemeinen listrisch in etwa südliche Richtung ein. Dabei verlaufen die Scherbahnen am unteren Gipsstoß ungewöhnlich flach und versteilen sich zum Top der Steinbruchwand. Vor allem an den nördlichen und östlichen Bruchwänden treten mehrere hinter- bzw. übereinanderliegende Abzweigungen und Auffächerungen auf und beschreiben einen kompressiven Schuppenbau, dem sich ein Großteil der Faltenstrukturen unterordnen lässt.

Charakteristisches Merkmal der insgesamt weniger als 45° steilen Scherbahnen sind einige Dezimeter bis Meter breite, autochthone, kataklasitische Füllungen, die aus einer Mischung aus Gipsgestein mit graubraunen und rotbraunen, residualen Tonen und Schluffen bestehen. In einigen Abschnitten kommen längliche bis linsenförmige,

gut gerundete bis kantengerundete Gipsklasten in Kiesgröße vor, die phacoidale Gleit- bzw. Scherkörper von Abnützungsbrekzien darstellen und in einer Matrix von feinerkörnigem Reibungsdetritus eingebettet sind (Taf. 3, Fig. 1). HOLZAPFEL (1998) beschreibt in der BK 29 (Anl. 4.1) haselgebirgsartige Störungsbrekzien aus Tonstein und „Gipsgeröllen“. Eine zusätzliche Rundung der Klasten durch Anlösung ist ebenfalls denkbar.

Eine bislang unbekannte, spektakuläre Störungszone setzt links der Bildmitte der Steinbruchwand (Taf. 1) an und endet weiter nördlich oberhalb der 3. Sohle. Sie ist in dickerer Linienstärke dargestellt. Im in Rampen und Flachbahnen gegliederten Verlauf dieser Scherbahn sind sowohl in der ersten als auch in Höhe der dritten Sohle auf einer Länge von mehreren Metern einige Dezimeter breite, dunkelrotbraune und schokoladenbraune, polygonal bröckelig zerfallende Ton/Schluffsteine erhalten, die im Hangenden und Liegenden von diskreten Scherflächen umgrenzt und von den Gips- und Anhydritsteinen der Werra-Serie (A1) vollständig umschlossen sind. Zusätzlich ist an der Basis der 3. Sohle mit diesen Ton/Schluffsteinen eine bis zu 1,5 m mächtige, hellgraue und hellrote Scholle aus mürben, stark absandenden, grobsandhaltigen Fein- bis Mittelsandsteinen aufgeschlossen, die sowohl am Top als auch im Liegenden von charakteristischen Kataklastiten umgeben ist (Taf. 2). Bei genauer Betrachtung zeigt die interne Schichtung der Sand- und Tonsteinlagen eine sattelartige, N-vergente Verfaltung. Sowohl die Sandsteinpakete als auch die umliegenden Sulfatgesteine sind zusätzlich von zahlreichen Millimeter bis Zentimeter breiten, sekundären Fasergipslagen durchtrümmert. Auf der gegenüberliegenden NW-Seite des Steinbruchs ist ein etwa 4 m mächtiges und über 15 m langes Mittelsandstein- und Ton-Schluffsteinpaket gleicher Zusammensetzung und Färbung kartierbar (Taf. 7).

Aufgrund ihrer Ausbildung, der vorgefundenen isolierten Stellung sowie der fehlenden Konkordanz handelt es sich bei diesen Schollen um Siliziklastika aus höheren stratigraphischen Einheiten. In Betracht kämen der von KULICK in MOTZKA-NÖRING (1987) beschriebene Leine-Sandstein (S3) sowie sandige Partien von Salztonen der Unteren oder Oberen Letten. Anhand der von BRÜNING (1986) und HOLZAPFEL (1998) erstellten stratigraphischen Charakteristik ist eine Einstufung der roten, polygonal brechenden T/U-Steine zusammen mit den grauroten Mittelsandsteinen in die Bröckelschiefer-Folge (zB) wohl am zutreffendsten (Kap. 4.1.3.2.8).

6.6.2.3 Scheradern und Fiederspalten

Der Begriff der „Ader“ ist im strengen Sinne ein eindimensionales Gebilde. Er wird aber im weiteren für zweidimensionale, flächige Strukturen gebraucht. Bei den Gips- bzw. Anhydritadern handelt es sich um eine Wiederausscheidung druckgelöster Sulfate in Extensionsrissen. Je nach ihrer Form und Ausrichtung zur Hauptscherzone spricht man von Scheradern, wenn sie subparallel zu größeren Scherzonen orientiert sind, von *en echelon*-Adern, wenn sie meist schräg gestaffelt zu Hauptscherzonen orientiert sind und von Sigmoidaladern, wenn sie selbst wieder von duktiler Verformung erfasst wurden (Abb. 6.4).

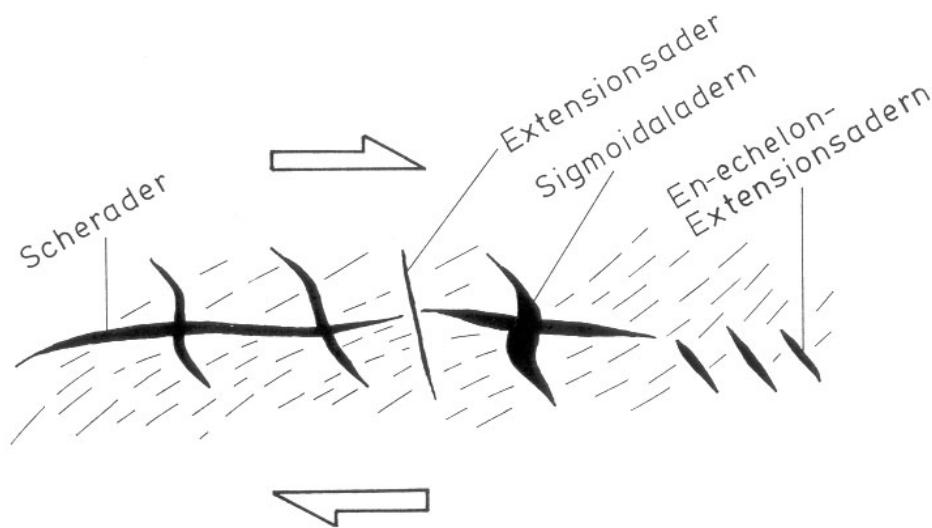


Abb. 6.4. Klassifikation von Mineraladern aus EISBACHER (1996)

Im Steinbruch finden sich unterschiedliche Beispiele dieser Sulfatadern (Taf: 5, Fig. 1 + Fig. 2). Auffällig ist, dass die *en echelon*-Extensionsadern bisher nur in den feingeschichteten Sulfatgesteinen (Stratholithen) und nicht im brekzierten A1 beobachtbar sind.

6.6.2.4 Vertikalstylolithen

Die an mehreren Stellen im Steinbruch aufgefundenen vertikalen Stylolithen sind längliche, kegel- bis zylinderförmige Gebilde von Millimeter bis mehrere Zentimeter Größe, die im Anhydrit durch Drucklösung entstanden sind. Dabei reicherte sich der nicht lösliche Gesteinsanteil passiv auf den Drucklösungsflächen in Form eines Löserückstandes an, der zu einer Verzapfung der Gesteinspartner führt (BEIERSDORF 1969, MEIER & KRONBERG 1989, MESCHÉDE 1994). Bei diesen Rückständen handelt es sich um dunkle, terrigene Partikel wie Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen und

Tonminerale, welche die Drucklösungshorizonte sichtbar machen (Taf. 5, Fig.3). Der Stylolithenkörper steht meistens senkrecht auf der zugehörigen Stylolithenfläche und hat eine polare Längsachse, welche die Richtung der stylolithenbildenden Druckspannung anzeigt (BEIERSDORF 1969).

Die bisher im Steinbruch erfassten Stylolithen sind allesamt Vertikalstylolithen. Die Lösungsstrukturen sind durch Überlagerungsdruck entstanden und stehen i.d.R. senkrecht zur Schichtung. Im Gegensatz zu Horizontalstylolithen können sie für eine Paläospannungsanalyse nicht herangezogen werden.

6.6.2.5 Fasergips

Die Aufschlüsse im Steinbruch zeigen, dass der Falten- und Überschiebungsbau, die Scher- und Extensionsadern und die allochthonen Bröckelschieferschollen von sekundären Fasergipslagen durchsetzt werden (Abb. 4.6). Die Genese dieser Fasergipse ist noch unklar. Wahrscheinlich steht sie im Zusammenhang mit der im Zuge der jungen Hebung des Grauwackensattels eingetretenen Vergipsung der Werra-Anhydrite durch Entlastung und Grundwasserzutritt in Tertiär und Quartär.

6.6.2.6 Schuttdecke bzw. ungewöhnliche Schuttmassen

Auf den verfalteten, steil stehenden und zum Teil überkippten Sedimentstapeln des A1 setzt auf den oberen Rändern des Steinbruches unvermittelt mehrere Meter mächtiger, weitgestufter, teilverfestigter Schutt ein, der in der Geologischen Karte als ungewöhnliche Schuttmasse aus Buntsandstein und Muschelkalk zusammengefasst wurde (Kap. 4.6). Dieses kunterbunt gemixte, innig verquickte Gesteinsmaterial lässt sich auf den benachbarten Hoch- und Verebnungsflächen weiter verfolgen (Abb. 4.11 + Abb. 4.12). Auch die Aufschlussbohrungen rund um den Tagebau haben über den Gips/Anhydrit-Gesteinen der Werra-Folge immer wieder solche mehrere Meter mächtigen Schuttsedimente und allochthone Schollen unterschiedlicher Größe aus postsalinaren Einheiten durchteuft. Der Übergang zu den allochthonen Triasschollen erscheint fließend.

6.6.2.7 Sonstige Auffälligkeiten innerhalb des Steinbruchgeländes

In der Nähe von Überschiebungsbahnen und Faltenschenkeln finden sich innerhalb der Sulfatgesteine leichtplastische, schwarzgraue Ton- und Schlufflagen, die bis zu einem Dezimeter mächtig werden können. Es handelt sich hierbei wahrscheinlich um

Residualsedimente, die als unlöslicher Rest während der Drucklösung der Sulfate übriggeblieben sind.

Neben den bereits beschriebenen Phänomenen treten zusätzliche, kleintektonische Strukturen in Form von schichtparallelen Harnischflächen auf.

6.6.2.8 Diskussion der bisherigen Deutungen und ungeklärte Phänomene

Faltenbau und Brekziierung

Bisherige Interpretationen (JAKOBSHAGEN ET AL. 1977, HOLZAPFEL 1998, VOGT 1992) betrachten den vorgefundenen Faltenbau, die ausgeprägte Brekziierung sowie die scheinbar chaotischen Lagerungsverhältnisse im Gipstagebau Hundelshausen ausschließlich als synsedimentär angelegte Rutschungen (slumping structures). Die Autoren beziehen sich dabei auf die Untersuchungen von HERRMANN (1956) sowie HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955), die die gefalteten Schichten des A1 am südwestlichen Harzrand aufgrund der Regellosigkeit und der teils laminierten, teils brekzierten Petrographie als Folge von subaquatischen Rutschvorgängen ansehen. Zu ähnlichen Schlüssen kommt MEIER (1977), der die Strukturen der Werra-Sulfate im NE der Eichsfeldschwelle bearbeitete und Trübestromablagerungen, sedimentäre Brekzien und einige hundert Meter lange parautochthone Decken aushalten konnte. RICHTER-BERNBURG (1985) beschreibt von der mittleren Fulda bis zum Ostharz gewaltige Deformationen des Anhydrits zu Riesenbrekzien und Grobklastiten, die er ebenfalls auf gravitative Sedimentgleitungen an Steilhängen der A1-Plattform zurückführt. So etwa im Werra-Sulfat (A1) von Walkenried am Südharz, wo turbiditische Klastit-Bänke in Wechsellagerung mit ebenschichtigen Stratolithen vorkommen. Die Ursachen der Sedimentgleitungen blieben allerdings bisher im Unklaren.

Nach MEIER (1975, 1977) ist die Bildung großer Sulfatmengen an Schwellen gebunden. Die Sulfate können an den Schwellenhängen als Turbidite und Olisthostrome abwärts geglitten sein und sich am Unterhang oder in Hangfußlage zu den heute vorliegenden großen A1-Mächtigkeiten angereichert haben. RICHTER-BERNBURG (1985) postuliert auf dem Schelf einen ziemlich schroffen Wechsel von Anhydrit und Steinsalz. Durch Konzentrationsänderung der Lauge soll es möglicherweise zur Wiederauflösung der steilwandigen Salznäpfe gekommen sein, so dass die benachbarten Anhydrit-„Klippen“ ihr seitliches Widerlager verloren

haben, abgeglitten sind und dabei in wildes Haufwerk zerfallen oder zu Kriechfalten deformiert worden sind.

Ungeklärt bleiben bei diesen Vorstellungen die im Steinbruch Orth und in den Explorationsbohrungen erkennbaren, den Faltenbau beherrschenden Scherbahnen samt den Abnützungsbrekzien, den eingeschuppten Schollenresten aus Bröckelschiefer sowie den sulfatgefüllten Scheradern.

Schuttdecken bzw. ungewöhnliche Schuttmassen

Die mächtigen Schuttmassen, die den Top des Gipsbruchs sowie die angrenzenden Verebnungsflächen überdecken, werden von HOLZAPFEL (1998) als Fließerden bzw. als Solifluktionsschutt gedeutet. Allerdings wurden während der Geländearbeiten in dem gut erschlossenen Gebiet keine nennenswerten Lössablagerungen oder Lössbeimengungen gefunden. Die relativ gleichmäßige flächige Verbreitung der ungewöhnlichen Schuttmassen sowie das gleichzeitige Auftreten von Muschelkalk-, Röt- und Bröckelschieferfragmenten kann durch eiszeitliches Bodenfließen nicht erklärt werden.

6.6.3 Beschreibung der wichtigsten Explorationsbohrungen

Im Zuge geplanter Steinbrucherweiterungen wurden von der Fa. Knauf über 70 Explorationsbohrungen durchgeführt, von denen einige von HOLZAPFEL (1998) publiziert wurden. Die stratigraphische Einstufung basiert z.T. auf Bohrmeisterangaben. Einige der durchteuften Sulfatgesteine wurden mittels Schwefelisotopenuntersuchungen chronologisch gegliedert. Diese Bohrdaten sind in die Geologische Karte sowie in die geologischen und tektonischen Profilschnitte eingeflossen und sind auf Anlage 4.1 bis 4.3 dargestellt.

Zur Veranschaulichung der erschlossenen, oft schwierig zu deutenden Lagerungsverhältnisse wird eine Auswahl besonders ungewöhnlicher und aufschlussreicher Bohrungen kurz beschrieben.

BK 17 (Anl. 4.1)

Die 43 m tiefe Explorationsbohrung BK 17 liegt etwa 400 m südwestlich der Domäne Rückerode. Dabei wurden 5,5 m Tonstein aus Unterem Buntsandstein durchteuft, der auf Sulfaten der Werra-Serie lagert. Interessanterweise finden sich zwei etwa 2 m mächtige Sandsteinhorizonte in 27,5 m und in 39,0 m Tiefe, deren stratigraphische Zuordnung bisher unklar bleibt. Handelt es sich dabei um ähnliche

Verhältnisse wie im rund 100 m entfernten Steinbruch, so könnten die Siliziklastika als Bröckelschiefer (zB) eingestuft werden.

BK 29 Gottesberg (Anl. 4.1)

Diese etwa 234 m tiefe Bohrung durchteuft eine der wichtigsten tektonischen Schlüsselpositionen im Arbeitsgebiet. Es handelt sich um die allochthone Muschelkalk-Scholle des Gottesbergs im Osten von Hundelshausen. Unter 18,5 m schillführendem Oberen Muschelkalk liegen zunächst 38,5 m Mergelsteine des Mittleren Muschelkalks. Danach folgen rund 28 m ineinander verschuppte, laminiert-brekziierte, gelbliche Sulfatgesteine des Mittleren Muschelkalks und des Zechsteins. In 86,9 m Teufe wurde eine 1,9 m mächtige, haselgebirgsartige Brekzie aus Tonstein und schwach kantengerundeten Gipsgesteinsbruchstücken („Gips-Geröllen“) erbohrt, unter der weiterer, etwa 150 m mächtigen, z.T. stark verfalteter Anhydrit der Werra-Serie (A1) ansteht. Die Basis bildet der Zechsteinkalk (Ca1). Erwähnenswert sind etwa 0,5 m mächtige rote Tone enthaltende Störungsbrekzien in 155 m Teufe, die etwa 80 m liegenden A1 von ca. 70 m hangenden A1 trennen (HELDMAIER 1992).

BK 36 (Anl. 4.2)

Die 57,4 m tiefe Erkundungsbohrung liegt etwa 400 m östlich des Gottesberges an der ehemaligen Verbindungsstraße Hundelshausen – Altes Gericht. Unter etwa 8 m rotem Tonstein der Calvörde-Folge (suC) stehen ca. 12 m Hauptdolomit (Ca2) an, die wiederum bis in 44,5 m Teufe von Werra-Sulfaten unterlagert werden. Es folgen zur Tiefe hin 9 m mächtige, haselgebirgsartige Störungsbrekzien, die neben zechsteinischen Ton-, Sulfat- und Karbonatsteinen von Fragmenten und Schollen aus Bröckelschiefer durchsetzt sind. Unter dieser Scherzone wurden bis zur Endteufe (57,4 m) Sulfate der Werra-Serie erbohrt.

BK 39 (Anl. 4.2)

Die Ergebnisse der Bohrung BK 39, die etwa 200 m nördlich des Gipstagebaus abgeteuft wurde, sind mit denen der BK 29 vergleichbar. Unter etwa 26 m mächtigen Röt 3 und Röt 2 liegen bis zur Endteufe von 51 m Sulfate der Werra-Serie, die durch eine etwa 2,5 m breite Störungszone aus haselgebirgsartigen Brekzien aus Tonstein und Gips-Geröllen voneinander getrennt sind. Ähnliche Verhältnisse finden sich in den Bohrungen BK 1, BK 30, BK 37 sowie BK 38.

BK 65 (Anl. 4.3)

In der etwa 84 m tief reichenden Kernbohrung BK 65, die etwa 870 m südlich der Kirche von Hundelshausen abgeteuft wurde, überlagern sulfatführendes Röt 1 (Graue Schichten) mit einer 4,5 m dicken Störungszone etwa 5 m mächtige Sulfate der Werra-Serie (A1). Darunter folgen, wiederum durch eine 1,2 m breite Störungszone getrennt, etwa 28 m Sulfat- und Tongesteine der Staßfurt-Serie (A2 und A2T?), die nach unten in den Hauptdolomit (Ca2) übergehen. Die Bohrung wurde in 148 m üNN eingestellt. Die Kartiierungsergebnisse der näheren und weiteren Umgebung legen nahe, dass im tieferen Untergrund mächtige Werra-Sulfate (A1) folgen.

BK 66 (Anl. 4.3)

In der rund 117 m tiefen Kernbohrung BK 66, die etwa 460 m südlich der Kirche von Hundelshausen niedergebracht wurde, fanden sich unter 24 m Hauptdolomit (Ca2) etwa 16 m Werra-Sulfate (A1). Es folgt eine 2,5 m mächtige Störungsbrekzie, unter der etwa 20 m Sulfate und Tonsteine der Staßfurt-Serie (A2T und A2) anstehen, die ihrerseits dem 38 m mächtigen Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit, Ca2) auflagern. Die Bohrung endet im Werra-Anhydrit (A1).

Da in der näheren Umgebung der BK 66 keine Hinweise auf eine alle Stockwerke durchbrechende Störung erkennbar waren, ist die vorgefundene Schichtwiederholung nur durch Auf- bzw. Überschiebungen im Zechsteinsalinar erklärbar.

Explorationsbohrungen am Osthang des Roggenbergs

Nach frdl. mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. Holzapfel (2002) wurden an der Ostseite des Roggenbergs (also an der SW-Flanke des Grauwackensattels) zwei weitere Explorationsbohrungen im Auftrag der Fa. Knauf abgeteuft, die unter stark aufgelockertem Mittlerem Buntsandstein (sm) Sulfate der Werra-Folge (A1) angetroffen haben. Diese Bohrergebnisse sind aber bisher nicht veröffentlicht.

6.7 Tektonische Stockwerksgliederung

Die oben beschriebenen außergewöhnlichen und scheinbar unübersichtlichen Lagerungsverhältnisse der verschiedenen Gebirgseinheiten lassen wiederkehrende Gesetzmäßigkeiten erkennen. Anhand der ähnlichen Gesteinsausbildung sowie des analogen tektono-mechanischen Verhaltens können die kartierten stratigraphischen

Einheiten in Bezug zu den Zechstein-Evaporiten dem Präsalinar, dem Salinar und dem Postsalinar zugeordnet werden.

Das untere, präsalinare Stockwerk zeigt eine Bruch- bzw. Scherbruchtektonik mit einem weitgespannten Sattelbau. Das obere, postsalinare Stockwerk weist dagegen fast ausschließlich reine Ausweitungsstrukturen auf. Das mittlere, salinare Stockwerk ist durch die Gleichzeitigkeit von Kompression und Extension charakterisiert.

Auf Anl. 3 V ist die tektonische Stockwerksgliederung als Lithosäule im Maßstab 1: 12.500 dargestellt.

6.7.1 Präsalinar (do – Ca1)

Zum Präsalinar gehören die verfalteten und deckenartig überschobenen Einheiten der oberdevonischen Grauwacken, Kieseliefer und Diabase sowie alle Liegendserien des variszischen Basements. Weiterhin werden hier die Siliziklastika des Rotliegenden und Weißliegenden sowie die prä-sulfatischen Ablagerungen des Kupferschiefers bzw. Werra-Tons (T1) und des Zechsteinkalks bzw. Werra-Karbonats (Ca1) dem Präsalinar zugeordnet.

6.7.2 (Zechstein-)Salinar (A1 – Obere Letten)

Das Zechsteinsalinar ist im untersuchten Raum durchschnittlich 250 m mächtig. Die duktilen Salinargesteine gehören der Werra-, Staßfurt-, Leine- und Aller- Serie an, die durch mehr oder minder mächtige Karbonat- und Tonsteinsfolgen voneinander getrennt sind. Die beiden hangenden Serien werden aufgrund ihrer undeutlichen lithologischen Ausprägung als Obere Letten zusammengefasst. Der Bröckelschiefer gehört zwar heute systematisch zum Zechstein, wird aber wegen seiner spröden mechanischen Eigenschaften bereits zum Postsalinar gezählt.

Charakteristisch für die Tektonik des im Arbeitsgebiet zu Tage tretenden Zechstein-Salinars ist die gleichzeitige Existenz von extremen Kompressions- und Extensionsstrukturen. Neben einer einige hundert Meter breiten Zone mit deutlichen Auf- bzw. Überschiebungen sowie der sekundären, tektonischen Mächtigkeitszunahme bzw. Schichtwiederholung einzelner Serien lassen sich Quadratkilometer-große, subhorizontale Abscherbahnen (Detachments) in Form von Reibungsteppichen aushalten.

Das in sich heterogen aufgebaute Zechsteinsalinar beantwortet eine tektonische Beanspruchung unterschiedlich. Während die Zehnermeter mächtigen kompetenten Karbonatfolgen (Haupt- und Plattendolomit) spröde reagieren, zeigen die etwa 80 bis

100 m mächtigen Werra-Sulfate neben bruchhafter Verformung auch duktilen Verhalten (Kap. 7.7). Wie die Ergebnisse der geologischen Neukartierung zeigen, nehmen die Werra-Sulfate eine aktive Rolle in der Tektonogenese saxonischer Grabenbrüche ein. Diese Erkenntnis steht im Gegensatz zur bisherigen Annahme, dass hauptsächlich chloridische Zechsteinsalze während der saxonischen Tektonogenese duktil reagierten und sulfatische Anteile dabei allenfalls passiv mitgerissen und zumeist nur bruchhaft verformt wurden (z.B. MEIBURG 1982, HOLZAPFEL 1998, HOLLÄNDER 2000). Bisher konnte allerdings noch kein eindeutiger Nachweis für die Ablagerung auch nur geringmächtiger Chloride im Arbeitsgebiet erbracht werden.

Die tonig und schluffigen Gesteinsanteile der Oberen und Unteren Letten nehmen in mechanischer Sicht eine Mittlerstellung ein; sie tendieren aber eher zum Sprödbbruch.

6.7.3 Postsalinar (zB – j)

Dem überwiegend spröde reagierenden Postsalinar werden die Abfolgen der Trias samt Bröckelschiefer und -soweit ehemals vorhanden- des Juras und der Kreide zugeordnet. Es handelt sich dabei um eine Abfolge von überschlägig etwa 1200 m Sand-, Ton- und Kalksteinen, die fast ausschließlich extensionale Strukturelemente in Form von listrischen Abschiebungen aufweisen, welche diese postsalinaren Einheiten in Rollover-, Kipp-, Gleitschollen und allochthone Triasschollen zerlegen. Während die mächtigen Sandstein- und Karbonatpakete aus Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper vor allem spröde-bruchhaft verformt sind, zeigen die feinerkörnigen Zwischenmittel aus Ton- und Schluffstein häufig Zähbruch.

Von besonderer Bedeutung sind die duktilen, intra-mesozoischen Salinarstockwerke, die das Postsalinar in Teilstockwerke gliedern. Die angetroffenen Lagerungsverhältnisse im Arbeitsgebiet belegen, dass auch die salinaren Abfolgen des Oberen Buntsandsteins und des Mittleren Muschelkalks als Abscherhorizonte gedient haben. Es handelt sich dabei meist um feinkörnige, tonig-schluffige Sedimente mit unterschiedlich mächtigen Sulfatlagern und möglicherweise auch Chloriden. Als Abscherhorizonte kommen im Kartiergebiet und der weiteren Umgebung folgende Einheiten in Frage: die Grauen Schichten (Röt 1), die Unteren Bunten Schichten (Röt 2) und die Oberen Bunten Schichten (Röt 4), die Anhydritgruppe bzw. die Gips-Tonstein-Folge des Mittleren Muschelkalks (mm) und die sulfathaltigen Ablagerungen des Gipskeupers (km).

6.8 Stockwerkstektonik und tektonische Schollengliederung

6.8.1 Tektonik des Präsalinars

Zur besseren Übersicht sind in der Tektonischen Karte die Lagerungsverhältnisse des Präsalinars am Unterwerra-Grauwackensattel auf einer separaten Karte im Maßstab 1:40.000 dargestellt (Anl. 3 II).

Wie sich bei der geologischen Neukartierung herausgestellt hat, bildet das Präsalinar einen auf Beanspruchung einheitlich spröde reagierenden Gebirgsverband. Definierbare Schollen im Sinne separierter, rotierter und von Störungen völlig durchtrennter Gebirgsabschnitte wurden nicht vorgefunden. Die Sprunghöhen liegen im allgemeinen im Zehnermeter-Bereich und erreichen an wenigen Stellen maximal 100 m vertikalen Versatz. Die erkannten Lagerungsverhältnisse können auf den Großbau des Unterwerrasattels übertragen werden. Es ergibt sich eine flach aufgewölbte, herzynisch streichende und NE-vergente Antiklinale mit einigen Grad nach SW und im Mittel etwa 25° nach NE abtauchenden Sattelflanken. Sowohl an der NE- als auch der SW-Flanke der Aufsattelung liegen die vertikalen Versätze der steil stehenden, fast saigeren und häufig achsenparallelen Störungen lediglich im Zehnermeter-Bereich. Die gekrümmte, mit wenigen Grad in südöstliche und westnordwestliche Richtung fallende Faltenachse unduliert leicht, da sie durch rheinisch und erzgebirgisch streichende Mulden und sattelartige Hochlagen eine interne Gliederung erfährt.

Ein Einfluss der saxonischen Gräben ist im Präsalinar nicht erkennbar. Weder die postsalinare Schollengliederung noch die Strukturen im Zechsteinsalinar finden eine Fortsetzung in der weitgespannten Aufwölbung des Unterwerrasattels. Vielmehr wurden bei der Ausgestaltung des Grauwackensattels die hangenden Stockwerke passiv mitbewegt und ebenfalls herausgehoben.

An der sehr guten Kartierbarkeit des Zechsteinkalks, mit der selbst kleinräumige tektonische Strukturen aufgelöst werden können, kann gezeigt werden, dass die Bruchstrukturen des Präsalinars nur selten im Salinar und Postsalinar nachvollziehbar sind. Bewegungen des präsalinaren Untergrundes würden von den plastisch reagierenden Zechsteinevaporiten bzw. deren Residuen und den zähen Tonsteinlagen auf jeden Fall nur indirekt in die hangenden Schichten übertragen.

6.8.2 Tektonische Strukturen im (Zechstein-)Salinar

6.8.2.1 Zone mit Überschiebungen und Schichtwiederholungen

Die Zone kompressiver Bewegungen ist in der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) als Übersignatur eingetragen. Die Explorationsbohrungen rund um den Steinbruch Orth geben eindeutige Hinweise auf Aufschiebungen bzw. Überschiebungen und Schichtwiederholungen, an denen grundsätzlich die Sulfate der Werra-Serie (A1) beteiligt sind. Wie noch gezeigt wird, können die im Gipsbruch innerhalb des Werra-Anhydrits beschriebenen allochthonen Bröckelschieferschollen nur nach vorangegangener Extension als Teil einer kompressiven Schuppe in die heutige Position transportiert und eingebaut worden sein. Dazu kommt die mit 155 m am Gottesberg erbohrte, regional überdurchschnittliche Mächtigkeit des A1, die sekundär, d.h. tektonisch verdickt sein dürfte (BK 29, Anl. 4.1).

Die Zone der Überschiebungen und Schichtwiederholungen ist bisher nur in der zentralen Achse des Altmorschener Grabens nachzuweisen und ist streng auf das duktile Zechsteinstockwerk begrenzt. Diese Kompressionstektonik ist das Ergebnis von Ausgleichsbewegungen fließfähiger Zechsteinschichten, die isochron zur Öffnungsbewegung in das eigentliche Grabenzentrum als Volumenbalance einströmten bzw. intrudierten. Wie später diskutiert wird, dürften solche tektonisch verdickten Zechsteinserien auch in den Zentren anderer saxonischer Gräben und vor allem im Bereich von Grabenvereinigungen auftreten.

6.8.2.2 Detachments (subhorizontale Abscherhorizonte)

In der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) sind die Spuren von flachen, subhorizontalen Abscherbahnen als Detachment eingezeichnet. Besonders gut sind diese Strukturen im *Halbfenster von Hundelshausen* erkennbar. Unvermittelt treffen am Westrand des Halbfensters bis zu 45° nach SE verstellter Mittlerer Buntsandstein (Hardeggen- und Detfurth-Folge) auf mit jeweils 20° nach Norden und Süden fallenden Hauptdolomit. Rein rechnerisch wäre dies ein Vertikalversatz von etwa 450 m.

Ähnlich ist die Situation südöstlich von Hundelshausen. Hier sind es mäßig nach WNW verkippte triassische Einheiten aus Volpriehausener Wechselfolge und Röt (BK 65, Anl. 4.3), die Staßfurtkarbonaten und Werra-Sulfaten diskordant aufliegen. Die Spur der flachen Abschiebung lässt sich hier in Richtung Gipssteinbruch weiterverfolgen, da dort Bröckelschiefer und vor allem Unterer Buntsandstein unvermittelt von A1 und Ca2 unterlagert werden; höherer Zechstein fehlt. In Richtung

auf den Grauwackensattel wird das Detachment von Sandsteinschutt verhüllt, tritt aber vor dem Einsatz der ersten Grauwacken wieder auf. Am Vollung-Sprung setzt die Spur aus. Allerdings verraten die nahegelegenen Dolinen und das Auftreten von Gips im tektonischen Fenster des Roggenbergs die Oberflächennähe der horizontalen Scherbahn, deren Ausbiss einige hundert Meter weiter südsüdöstlich an der Grenze Ca2 und Mittlerem Buntsandstein bzw. dessen Schuttmassen wieder nachvollziehbar ist.

Die Verhältnisse am nordöstlichen Rand des Grauwackensattels sind als Pendant zu seinem SW-Rand zu werten. An der untersuchten NE-Flanke befindet sich zwischen den oberdevonischen Grauwacken (Präsalinar) und den zum Teil stark gestörten Buntsandstein- und Muschelkalkserien ein unterschiedlich schmaler Streifen aus A1-Residualien und Rauhwacken des Ca2. Auf die Existenz dieser flachen Abscherbahnen wurde bereits im Kapitel 6.6.1 hingewiesen.

6.8.2.3 Reibungsteppich

Die horizontale Scherbahn ist heute an unterschiedlich mächtigen und vor allem sehr heterogen zusammengesetzten tektonischen Brekzien und Kataklasiten erkennbar. Am Gottesberg (BK 29, Anl. 4.1) wurden haselgebirgsartig zerscherte bzw. ineinander geschuppte Sulfate aus Muschelkalk und Zechstein erbohrt. Ein großflächiger Reibungsteppich, der bisher als *ungewöhnliche Schuttmassen* bezeichnet wurde, streicht im NE des Gipsbruches aus (Abb. 4.11 + 4.12). Es handelt sich hierbei um *kalte Deckengrenzen*: Brekzien, Kakirite bzw. Kataklasite und Kleinstschollen aus den ehemals darüberliegenden, an der Abschertektonik beteiligten Gesteinen. Unterschiedlich große Komponenten und Fragmente aus Röt und Muschelkalk sind in einer Matrix aus Unterem Buntsandstein, Bröckelschiefer und Hauptdolomit eingearbeitet.

Einen wichtigen Hinweis auf horizontale Abscherflächen lieferte unbewusst FAUPEL (1973). Er untersuchte die Schollenbasis der allochthonen Muschelkalkscholle des Behälterskopfes und beobachtete in einem heute nicht mehr zugänglichen Schurfgraben folgendes Profil:

„Die Unterlage bildet der Hauptdolomit mit einer unruhigen, einem Karstrelief ähnlichen Oberfläche mit verheilten Lochverwitterung und ohne Schichtungsmerkmale. Darauf folgt stark aufgelockerter, ungeschichteter grauer Salzton (z). Der im Zechstein-Normalprofil zwischengeschaltete Basalanhydrit ist

nicht vorhanden. Im Grauen Salzton eingelagert und teilweise auch mit ihm vermischt sind mehrere, dicht gepackte Schuttkörper aus Material des Oberen Muschelkalks (mo1 und mo2). Sie haben schüsselförmige Umrisse mit gegen Norden halbkreisförmig gebogenen Umgrenzungen. Die einzelnen Muschelkalk-Bruchstücke und –Blöcke erreichen ein Kantentlänge bis etwa 30 cm und zeigen eine unregelmäßige und ungeordnete Lagerung. Bruchstücke und Blöcke der verschiedenen mo-Schichten liegen beziehungslos durcheinander. Beim Aufklopfen größerer Blöcke wurden Ceratiten gefunden (C. compressus, C. spinosus, C. evolutus).

Die im Schurfprofil auftretenden roten Tonkörper und –schlieren unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung erheblich von dem umgebenden Material und bilden ebenso isolierte Fremdkörper wie die Schutt- „Nester“ des Oberen Muschelkalks.“

Diese heterogen zusammengesetzten Schuttmassen an der Basis der Behälterskopfscholle sind als Brekzien, Kakirite und Kleinstschollen der basalen, mehrere Meter mächtigen Scherbahn anzusehen. Wie der Vergleich mit den Brekzien bzw. Kataklasiten der BK 65 (Anl. 4.3) zeigt, müssten ähnliche Reibungsteppiche gleichermaßen unter den quartären Ablagerungen im Gelstertal zu erwarten sein. Diese sind ebenfalls in die Tektonische Karte (Anl. 3 III) eingezeichnet.

Die Ergebnisse aus Kartierung und Explorationsbohrungen lassen vermuten, dass die subhorizontalen Abscherbahnen innerhalb der unteren Zechsteineinheiten liegen. Eine wahrscheinlich in Rampen und Flachbahnen gegliederte Übergangszone zerteilt die hangenden Zechstein- und Triaseinheiten und ist im Anfangsstadium der Grabengenese ein mechanisches Bindeglied zwischen reiner Translation in der Horizontalen und reiner Rotation in der Vertikalen. Ähnlich den Beobachtungen und Verhältnissen im kompressiven Faltenjura bilden im Falle saxonischer Extension die kompetenten und spröde reagierenden Zechsteinkarbonate die Rampen und die inkompetenten Evaporite und Pelite die Flachbahnen. Besonders lange Flachbahnen werden von den gering mächtigen, tonig-evaporitischen Staßfurt-Einheiten gebildet, die vom Hauptdolomit unterlagert werden. Dies erklärt, warum z.B. die allochthonen Triasschollen auch auf Hauptdolomit (Ca2) lagern.

Die finale, horizontale Abscherbahn liegt offensichtlich innerhalb der duktilen, evaporitischen Werra-Serien, vor allem im unteren Drittel des A1. Das Detachment reicht senkrecht zur Streichrichtung der Gräben bis weit unter die angrenzenden Hoch- bzw. Horstschollen und läuft dort aus. Im zentralen Bereich der Gräben

können Detachments durch Fließvorgänge und Ausgleichsbewegungen in Form von Auf- und Überschiebungen duktiler Zechsteinschichten überprägt sein.

6.8.3 Schollengliederung des Postsalinar (zB-j)

6.8.3.1 Horst-Schollen (autochthon bis parautochthon)

Im weiteren werden unter dem Begriff „Horst“ bzw. „Horstscholle“ die Gebirgseinheiten zusammengefasst, die bezogen auf die geneigte Abschiebungsfläche das relativ gehobene Liegende darstellen. Bei den unten beschriebenen Horstschollen handelt es sich um mehr oder weniger von der Taphrogenese unbeeinflusste, passiv an den saxonischen Grabenrändern stehengebliebene, autochthone bis parautochthone, söhlig bis schwach geneigte Hochschollen, die nicht unbedingt von weiteren Abschiebungen begrenzt sein müssen und deshalb auch als Halbhorst bezeichnet werden könnten.

Die eigentlichen Ränder der saxonischen Gräben beginnen nicht, wie häufig in Strukturkarten nachgezeichnet, mit dem Einsetzen von Röt oder Muschelkalk sondern am kontinuierlichen Übergang der quasi horizontalen Horstschollen zu den deutlich gekippten Rollover-Schollen.

Besondere Beachtung findet der westlich von Roggenberg und Kümmelrotskopf gelegene, in der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) als su+sm-Zwischenhorst eingetragene Gebirgsabschnitt (Profilschnitt EF, Geol. Kte., Anl. 1). Diese gering gestörte, parautochthone Horstscholle fungiert mechanisch als Bindeglied zwischen der nach NE einfallenden Rollover-Scholle des herzynisch streichenden Vollungs-Grabens und den in westliche Richtung geneigten Kipp- und Gleitschollen des rheinisch streichenden Altmorschener Grabens.

6.8.3.2 Rollover-Schollen (parautochthon bis autochthon)

Rollover sind Extensionsstrukturen und entstehen durch antithetische Rotation an listrischen Abschiebungen. Eine Übersicht unterschiedlicher Ansätze zur Beschreibung und Erklärung von antithetischen Flexuren bzw. Rollover-Geometrien gibt MEIER (1993). Die antithetischen Flexuren sind genetisch unmittelbar mit dem Detachment verknüpft, bzw. gehen in dieses über. Die Basis der Rollover-Scholle wird demzufolge aus einem unterschiedlich mächtigen Reibungsteppich gebildet.

Zu den Rollover-Schollen gehören alle postsalinaren, im Verband gebliebenen, d.h. ohne zusätzlich an duktilen triassischen Evaporithorizonten entkoppelte, antithetisch

rotierte Gebirgsschollen. Im Kartiergebiet sind das vor allem Serien aus Mittlerem und Unterem Buntsandstein, deren Einfallswerte in Richtung auf das Grabenzentrum kontinuierlich zunehmen. Während im Hinterland des Rollovers schwach gekippter Oberer Zechstein, Bröckelschiefer und Unterer Buntsandstein den mittleren und unteren Zechsteinserien aufliegen, sind es zum Grabenzentrum hin bis zu 45° und mehr verkippte Folgen aus Mittlerem Buntsandstein, die unvermittelt dem A1 und Ca2 aufsitzen (Profil AB, Anl. 1).

Besonders eindrucksvoll ist die antithetische Flexur an den Einheiten des Mittleren und Unteren Buntsandsteins an der Ostseite des Roggenbergs und Kümmelrotskopfs erkennbar. Inmitten von zum Teil stark nach NE geneigter Volpriehausener Wechselfolge sowie der Detfurth- und Hardeggen-Folge können zahlreiche, unterschiedlich große Dolinen auskartiert werden, die auf seichten bis mitteltiefen Sulfatkarst zurückzuführen sind (Profilschnitt EF, Anl. 1). Nach frdl. mündl. Mitt. von Herrn Dr. Holzapfel wurden am östlichen Fuß des Roggenbergs im Bereich des Vollung-Sattels von der Fa. Knauf zwei weitere Prospektionsbohrungen abgeteuft, die unter wenigen Meter mächtigem Schutt aus Mittlerem Buntsandstein Sulfate der Werra-Folge angetroffen haben. Besonders hervorzuheben ist das außergewöhnliche zu Tage treten von A1 am südöstlichen Fuß des Roggenbergs. Aufgrund des Vorkommens inmitten der *Avicula*-führenden Volpriehausener Wechselfolge erhielt dieses Gipsvorkommen in der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) die Stellung eines geologischen Fensters. Hier ist der direkte Nachweis erbracht, dass eine kilometergroße Scholle aus antithetisch rotiertem Mittlerem Buntsandstein diskordant Sulfaten der Werra-Folge aufliegt. Der aufgetretene seichte Sulfatkarst liefert indirekt diesen Beweis. Diese Beweisführung für flache, diskordant auf Zechstein auflagernde Buntsandsteinschollen kann ebenfalls am NE-Rand des Arbeitsgebietes (an Hainskopf und Hellenberg) angewandt werden.

Beispielhaft ist das an der Westseite des Gelstertals gelegene, an herzynisch streichenden Störungen sukzessiv zum Grauwackensattel hin in Einzelschollen zerlegte und herausgehobene Rollover des Altmorschener Grabens (Profilschnitt CD, Anl. 1 + Anl. 3 IV).

Ob es sich bei den Schollen aus Mittlerem Buntsandstein am Hainskopf bzw. am Hellenberg um Rollover-Schollen des Leinetal-Grabens bzw. des Hellenberg-Grabens handelt, konnte bisher nicht eindeutig geklärt werden. In der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) sind deshalb beide Partien mit Fragezeichen versehen.

MUNK (1983) und PRINZ (1991) berichten von schichtparallelen Harnischflächen in Wechselfolgen des Mittleren Buntsandsteins, die sie im Bereich saxonischer Grabenstrukturen aufgefunden haben. Diese könnten durchaus im Zuge der Ausbildung eines Rollovers entstanden sein.

6.8.3.3 Kipp-Schollen (allochthon)

Echte Kippschollen befinden sich am östlichen Rand des Altmorschener Grabens. Während sie im Liegenden durch eine listrische, d.h. nach oben hin konkave Abschiebung vom Zwischenhorst getrennt sind und zur Tiefe dem Zechstein aufliegen, werden sie im Hangenden von den Gleitschollen bzw. -decken aus Muschelkalk und Röt überlagert. Die im vorliegenden Fall synthetischen Kippschollen werden aus mittel bis steil zum Grabenzentrum einfallendem Unterem, Mittlerem und Oberem Buntsandstein aufgebaut (Profilschnitt EF, Anl. 1 + Anl. 3 IV).

In vielen Darstellungen von Grabenbrüchen (z.B. EISBACHER 1996) sind die an synthetischen und zumeist listrischen Abschiebungen entstandenen Kippschollen antithetisch rotiert. Die im Arbeitsgebiet ausgehaltenen Kippschollen zeigen aber eindeutig eine synthetische Rotation. Diese Kippschollen wurden bereits in einem frühen Stadium der Grabengenese durch eine zweite rückschreitende, synthetische (Zweig)-Abschiebung angelegt und anschließend an ihrer Basis tektonisch erodiert und synthetisch rotiert.

Der genaue Bewegungsablauf wird in Kapitel 10.2 rekonstruiert.

6.8.3.4 Gleitdecken und Gleitschollen (allochthon)

Im Stirnbereich der Hauptabschiebung, d.h. innerhalb einer Rollover-Scholle, kann sich bei ausreichender Neigung (etwa 15° bis 25°) durch mechanische Abkopplung im Rötsalinar (oder stratigraphisch höheren Evaporitserien) eine quasi eigenständige Gleitscholle separieren.

Sowohl in der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) als auch im schematischen Längsschnitt (Anl. 3 IV) sind Gleitdecken bzw. Gleitschollen aus Röt und Muschelkalk ausgehalten. Es handelt sich um allochthone, flach lagernde oder nur mäßig verstellte Schichtpakete aus Röt, Muschelkalk und Keuper, die zum Grabenzentrum hin stark verkipptem Mittlerem Buntsandstein aufliegen. Während es sich bei den Gleitdecken um zusammenhängende und zum Teil kilometergroße Einheiten handelt, besitzen die Gleitschollen Durchmesser von Zehnermetern bis einigen hundert Metern.

Charakteristisch für die Gleitschollen und –decken sind ihre individuelle und interne Bruch- und Faltentektonik. So können Brüche und Flexuren innerhalb der Gleitschollen und -decken im unterlagernden Rollover aus Buntsandstein nur selten nachvollzogen werden.

Besonders eindrucksvoll und gut nachvollziehbar sind die Lagerungsverhältnisse des „Steinbusens“ westlich des Gelstertals südlich von Hundelshausen (Profilschnitt CD, Anl. 1. + Anl. 3 IV). Dort liegt eine söhlige und leicht in westliche Richtung fallende, intern von flachem Muldenbau und Abschiebungen geprägte, fast vollständige Abfolge von Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk auf einer etwa 15° bis 30° nach SE geneigten Tafel von Mittlerem Buntsandstein (der Rollover-Scholle des Altmorschener Grabens). Die Abscherbahn, ein unterschiedlich mächtiges kataklasitisches Band, fällt relativ parallel zum Schichtenbau des Mittleren Buntsandsteins in südöstliche Richtung ein. Während am Top des „Steinbusens“ der verwitterungsresistente Trochitenkalk unvermittelt der Solling-Folge diskordant auflagert, sind es zum Tal hin Mittlerer und Unterer Muschelkalk, die auf die jüngste Formation des Mittleren Buntsandsteins abgeschoben wurden. Kleinere Reste von allochthonem, höherem Röt finden sich westlich der B 451 oberhalb des Flussbetts der Gelster. Letztere sind aber im Profilschnitt nicht dargestellt.

Den Hang weiter nach Norden in Richtung Hundelshausen verfolgende, treten weitere Gleitschollen hauptsächlich aus Oberem Muschelkalk auf. Diese Schollen sind als Reste ehemaliger, zusammenhängender Gleitdecken zu deuten, die durch Abtragung in dem während des Känozoikums sukzessive zum Grauwackensattel hin herausgehobenen Altmorschener Grabens entstanden sind.

Auf der gegenüberliegenden Talseite befinden sich Rötschollen, die auf der Tektonischen Karte (Anl. 3 III+IV) in der Farbe der Gleitschollen ausgehalten sind. Die Rötsedimente werden sowohl von Mittlerem Buntsandstein als auch von Unterem Zechstein (BK 65, Anl. 4.3) unterlagert und können als östliche Verlängerung der Gleitdecke des Steinbusens angesehen werden.

Ähnliche Verhältnisse lassen sich am Beginn des Leinetalgrabens erkennen. Nordwestlich des Flachsbahtales bilden die Ablagerungen des Muschelkalks die Gleitdecke des Hainskopfes. Der südlich von Wendershausen erhaltene Untere Keuper gehört gleichermaßen dieser von Mittlerem Buntsandstein unterlagerten allochthonen Gleitdecke an. Interessant sind Schollenreste von Röt und Unterem Muschelkalk, die am westlichen Fuß des Hellenbergs auf oberem Mittleren

Buntsandstein liegen und somit ebenfalls als allochthone Gleitschollen gewertet werden.

Der Vollständigkeit halber seien noch die auf der Tektonischen Karte der Anl. 3 eingezeichneten Gleitdecken des Liethenbergs und des Witzenbrachskopfes erwähnt. Erstere gehört genetisch zum Altmorschener Graben und letztere zum herzynisch streichenden Hellenberg-Graben.

Anhand der oben dargestellten Befunde kann die Charakteristik der allochthonen Gleitdecken folgendermaßen zusammengefasst werden: Die allochthonen Gleitdecken entstanden durch einmalige, mechanische Entkopplung im Rötsalinar aus dem rotierendem Rollover und sind bis zu mehrere hundert Meter mächtig. Die Gleitdecken lagern dem Mittleren Buntsandstein (vornehmlich der Solling-Folge) diskordant auf und weisen eine interne, z.T. bruchhafte, z.T. flexurelle und individuelle Schollentektonik auf.

Die allochthonen Gleitdecken können im Grabenzentrum auch Unterem Zechstein diskordant auflagern und stellen damit den Übergang zu den allochthonen Triasschollen s.s. dar.

6.8.3.5 Allochthone Triasschollen *sensu strictu*

Seit etwa 130 Jahren sind die allochthonen Triasschollen von Hundelshausen immer wieder Gegenstand geotektonischer Forschung. Diese scheinbar wahllos verteilten Schollen haben die Besonderheit, dass unter Ausfall bestimmter Schichtglieder, die in der näheren Umgebung sonst vorkommen, vor allem triassische Gesteine dem Zechstein diskordant auflagern. Die allochthonen Triasschollen sind an horizontale bzw. subhorizontale Abscherzonen gebunden. Zusammenhänge mit steilen Verwerfungen im Zechstein- und Präzechsteinuntergrund sind nicht eindeutig nachvollziehbar.

Wie bereits in vorangegangenen Kapiteln dargestellt wurde, gibt es im Kartiergebiet viele Stellen, an denen Gesteinseinheiten der Trias an Zechstein grenzen bzw. diesem diskordant auflagern. Unter „allochthonen Triasschollen s.s.“ werden deshalb im weiteren sowohl intakte als auch stark zerscherte Gebirgsschollen aus Röt sowie Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk gezählt, die den Abfolgen des A1 und des Ca2 diskordant auflagern.

Ein besonders eindrucksvolles Beispiel dafür ist der Gottesberg, der unmittelbar östlich von Hundelshausen von dem alten Gipssteinbruch angeschnitten ist. Es

handelt sich dabei um eine längsovale, etwa 150 m lange und maximal etwa 60 m mächtige Scholle aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk, die völlig losgelöst von ihrem stratigraphisch Liegenden flach auf tektonisch verdickten Werra-Sulfaten auflagert. Bereits PETRASCHKE (1931) hat am Gottesberg erkannt, dass die Mergelkalke des Mittleren Muschelkalks an ihrer Basis keinerlei Durchbewegung zeigen und kam zu dem Schluss, dass sich die horizontale Schollengleitung an der Grenze der Gips- bzw. Salzhorizonte aus Muschelkalk und Zechstein abgespielt hat. Die Gesteinsabfolge des Gottesberges wurde von der BK 29 (Anl. 4.1) vollständig durchteuft und ist im Profilschnitt AB der Geologischen Karte (Anl. 1) erfasst.

Die größte zusammenhängende allochthone Triasscholle s.s. im Kartiergebiet ist die Muschelkalkscholle am Behälterskopf, deren Basis von FAUPEL (1973) beschrieben wurde (Kap. 6.8.2.3).

Große, zusammenhängende Schollen aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk wie die des Gottesbergs und des Behälterskopfes sind aufgrund ihrer isolierten und topographisch herausragenden Lage als tektonische Klippen anzusprechen und in der Tektonischen Karte (Anl. 3 III) entsprechend dargestellt. Kleine Schollen befinden sich nördlich des Alten Gerichts, im Elkenrod, südlich und westlich von Ellerstein und Rückerode, nördlich vom Junkerstein sowie zwischen Behälterskopf und Mittelberg. Allerdings sind die innerhalb der Verbreitung der Reibungsbrekzien regellos angeordneten Schollen häufig kartiertechnisch schwer gegeneinander abzugrenzen. Insgesamt konnten über 19 Schollen unterschiedlicher Ausdehnung ausgehalten werden und zwar von etwa 30 m Durchmesser bis zu einer Längserstreckung von 400 m.

Prinzipiell wäre die von der BK 65 (Anl. 4.3) durchteufte Rötscholle ebenfalls den allochthonen Triasschollen zugehörig, da direkt unter den etwa 40 m mächtigen Grauen Schichten (Röt 1) Sulfate und Karbonate der unteren Zechsteinserien folgen. Diese südlich von Hundelshausen auskartierten Rötorkommen können als ein wichtiges Bindeglied zwischen den Röt/Muschelkalk-Gleitschollen und den allochthonen Triasschollen s.s. interpretiert werden, da ihnen eine tektonische Zwitterstellung zu Teil wurde: Während im Osten die Volpriehausener Wechselfolge und damit Mittlerer Buntsandstein das Unterlager der Rötscholle bildet, ist es im Westen, zum Gelstertal hin, Unterer Zechstein. Nach obiger Definition wäre der westliche Teil der Rötscholle eine allochthone Triasscholle s.s. und der östliche Schollenrand der basale Teil einer Röt/Muschelkalk-Gleitscholle.

Die allochthonen Triasschollen s.s. stellen insgesamt die logische Fortsetzung der abgelösten, ebenfalls allochthonen Gleitschollen aus Röt und Muschelkalk dar, die durch fortschreitende Extension im Grabenzentrum nicht mehr den Rollover-Schollen aus Mittlerem Buntsandstein auflagern, sondern dem basalen Detachment der liegenden Zechsteinserien. Es handelt sich um die bis heute erhaltenen, von der Erosion verschonten Reste extensionaler Decken, die während der Taphrogenese in das Zentrum der sich bildenden Gräben abgeglitten sind. Dabei wurden die Gesteinsdecken innerhalb der duktilen Röt- und Muschelkalksalinare mehrfach entkoppelt und getrennt. Die allochthonen Triasschollen s.s. lagern letztlich dem unteren Zechstein-Salinar auf und zeichnen die Spur der Grabenachse nach.

Die im Arbeitsgebiet kartierten allochthonen Triasschollen s.s. sind mindestens zwei Grabensystemen zuzuordnen. Zum einen ist das der rheinisch streichende Altmorschener Graben mit der Gottesberg-Klippe und den Kleinschollen westlich des Junkersteins. Die allochthonen Triasschollen am Alten Gericht und im Elkenrod sind dem herzynisch streichenden Vollung-Graben zuzuordnen. Nicht eindeutig einzustufen sind die Schollen von Rückerode und dem Behälterskopf. Vergleichbar mit dem Grabenknoten von Eichenberg und dem von Walburg (Anl. 3 I) handelt es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um die Vereinigung von Vollung- und Altmorschener bzw. Leinetal-Graben, an denen lokal verstärkte Extension gewirkt hat.

Die Charakteristika der allochthonen Triasschollen *sensu strictu* können folgendermaßen zusammengefasst werden:

- Die allochthonen Triasschollen s.s. entstanden durch Zerdehnung einer Röt/Muschelkalk- Gleitdecke im Grabenzentrum; häufig durch eine zweite oder sogar mehrfache mechanische Entkopplung im Salinar des Mittleren Muschelkalks.
- Die allochthonen Triasschollen s.s. sind wenige Zehnermeter mächtig und treten nur regional begrenzt im eigentlichen Grabenzentrum auf.
- Sie bestehen ausschließlich aus höheren triassischen Einheiten, d.h. Röt und jünger.
- Die Schollen liegen den Sulfaten (oder Residualgesteinen) des Werra-Anhydrits (A1) sowie den Rauhwacken des Hauptdolomits (Ca2) auf.

- Die Basis der allochthonen Triasschollen bildet jeweils ein Reibungsteppich, der überwiegend aus tonig-evaporitischen Serien des Röt bzw. des Mittleren Muschelkalks gebildet wird.
- Das stratigraphische Oben und Unten der Schollen blieb weitestgehend erhalten, d.h. die Schollen liegen mehr oder weniger söhlig oder sind nur mäßig verkippt.
- Die Schollen liegen durch die sekundäre Heraushebung und erosive Freilegung der tektonischen Grabenstruktur heute isoliert als tektonische Klippen und zuweilen auch als morphologische Klippen vor und werden von jüngeren, häufig quartärzeitlichen Sedimenten überlagert.

Am Beginn des Leinetal-Grabens, nordöstlich des Flachsbachtals gibt es Hinweise auf allochthone Triasschollen s.s. Hier (R: 3561740 / H: 5686540) liegt Röt auf Hauptdolomit bzw. auf A1-Residualgesteinen und würde die oben genannten Anforderungen erfüllen.

Die von FAUPEL (1973) erwähnte Buntsandstein-Schuttmasse im Flachsbachtal am Fuße des Kleinen Habichtsteins ist übrigens keine allochthone Triasscholle s.s.. Der Schutt aus Buntsandstein und untergeordnet auch Zechstein ist durch atektonische Verlagerung als quartärer, rein gravitativer Berg- bzw. Felssturz entstanden (Kap. 4.4.2.2.1).

6.8.3.6 Neue Gräben und Grabenvereinigungen

Im Zuge der geologischen Neuaufnahme konnten zusätzlich zu den überregionalen Bruchstrukturen zwei bisher nicht beschriebene, herzynisch streichende Gräben auskartiert werden, die z.T. nur noch als Restgräben am Rand des Unterwerrasattels auffindbar sind. Die Benennung erfolgte nach markanten, in der jeweiligen Struktur vorkommenden Bergen und Gehöften. Es handelt sich dabei um den Hellenberg-Graben an der NE-Abdachung und um den Vollung-Graben an der SW-Abdachung des Grauwackensattels. Der Vollung-Graben ist allerdings nur noch in Form der Rollover-Scholle des Roggenbergs erkennbar. Der Verlauf dieser Grabenachse ist in die Strukturkarte (Anl. 3 III) als vermutet eingezeichnet.

Wie der Tektonischen Karte der Anl. 3 zu entnehmen ist, vereinigen sich der rheinisch streichende Leinetal-Graben mit dem herzynisch streichenden Hellenberg-Graben im NE des Kartiergebiets. Zum anderen konvergieren im Zentrum des Arbeitsgebietes der herzynische Vollung-Graben mit der rheinischen Grabenstruktur

von Altmorschen. Allerdings ist dieser Grabenknoten bis auf wenige allochthone Triasschollen s.s. bereits erodiert und deshalb ebenfalls als vermutet eingetragen. Grabenvereinigungen von herzynischen und rheinischen Bruchstrukturen sind aus der weiteren Umgebung bekannt. So nimmt in der Nähe von Walburg der Altmorschener Graben die Sontraer Grabenzone auf und bei Eichenberg mündet der Gothaer-Saalfelder-Graben in die Keupermulde des Leinetal-Grabens ein (SCHROEDER 1925, BOSSE 1931). In beiden Fällen lässt sich ein von Brüchen und Flexuren begleitetes Zusammenlaufen von fast senkrecht zueinander orientierten Grabenstrukturen erkennen, ohne dass die eine Struktur die andere durchschneidet, versetzt oder aus ihrer Richtung lenkt. Diese Beobachtung berechtigt deshalb zu der Annahme, dass die Anlage beider saxonischer Grabenrichtungen gleichberechtigt und isochron verlief. KLOHN (1930) beschreibt die Eichenberger Grabenvereinigung wie folgt: *„Im Einmündungsbereich des Eichenberg-Gothaer Grabens in den Leinetalgraben liegt ein vollständiger Übergang der tektonischen Erscheinungen herzynischer Richtung in solche rheinischer Richtung vor. Keiner der beiden Gräben schneidet den anderen ab, vielmehr führen sie zwanglos ineinander hinein. So setzt sich der Grabeninhalt des einen im Grabeninhalt des anderen fort, wie auch die Umrandungsgebiete und Randverwerfungen des einen in denen des anderen fortsetzen. Man muß deshalb auch annehmen, dass die Gräben gleichen Alters sind.“*

6.8.3.7 Transfer-Störungen

Von untergeordneter Bedeutung sind zwei, jeweils flach herzynisch streichende, einige hundert Meter dextral versetzende Transfer-Störungen des Altmorschener Grabens, die der Vollständigkeit halber in der Tektonischen Karte der Anl. 3 mit ihrem Schersinn vermerkt wurden. Die Funktion dieser nahezu senkrecht stehenden Blattverschiebungen liegt in der mechanischen Übertragung von heterogenen Bruchbewegungen benachbarter Grabensegmente. Dabei bleiben die transferierenden Störungen anscheinend auf die Grabenflanken beschränkt und reichen nicht bis zum Präsalinar hinunter.

6.8.3.8 Weitere Strukturelemente der Tektonischen Karten

Gangquarze und Barytmineralisationen

Mineralisierte Störungen und Gänge sind in Anlage 3 II+III dargestellt und im Kap. 4.4.1.3 eingehend beschrieben. Nach GUNDLACH & STOPPEL (1966) und STOPPEL & GUNDLACH (1968, 1978) werden diese im Kartiergebiet vorzugsweise herzynisch streichenden Zeugnisse ehemaliger hydrothermaler Lösungen ins Post-Oligozän gestellt.

Basaltvulkanismus

Der miozäne Basaltvulkanismus durchschlug alle tektonischen Stockwerke vom Präsalinar bis hin zum bereits saxonisch rotierten Postsalinar und stellt damit eine datierbare Zeitmarke dar.

Subrosion

Als letzte und bis heute noch aktive, strukturelevante Bewegung im Arbeitsgebiet sind atektonische Verformungen vor allem durch Sulfatkarst zu nennen. Diese bereits im Kapitel 5 behandelten Phänomene sind in der Tektonischen Karte (Anl. 3 II+III) allgemein als Doline, Erdfall und Subrosionssenke zusammengefasst.

6.9 Schematischer Längsschnitt

Um den tektonischen Bau saxonischer Grabenbrüche südlich des Unterwerrasattels zu veranschaulichen, wurde ein schematischer, etwa West-Ost gerichteter und nicht überhöhter schematischer Längsschnitt im Maßstab 1:15.000 angefertigt (Anl. 3 IV). Der Profilschnitt zeigt den Bau des Altmorschen-Hessisch Lichtenauer Grabens, die noch vorhandenen Reste des Vollung-Grabens sowie die südwestliche Randabdachung des Grauwackensattels. Die etwa in der Mitte des Profilschnitts an die Verwerfungen angeschriebenen Zahlen geben die ungefähre zeitliche Relativabfolge der Brüche wieder. In Anlehnung an HÖPPNER (1956) beziehen sich innerhalb eines Grabensystems die Begriffe „antithetisch“ und „synthetisch“ auf die als Hauptabschiebung (Nr. 1) angenommene, listrische und sinistrale Verwerfung (Abb. 6.5). Der Profilschnitt setzt im Westen mit einer relativ söhligten Horstscholle und normaler stratigrafischer Abfolge ein. In östliche Richtung fällt der Schichtenstapel verstärkt nach SE ein. Der Übergang in diese antithetische Flexur (Rollover) ist gleichzeitig der NW-Flügel des Altmorschener Grabens. An der Basis

der parautochthonen Rollover-Scholle treten immer jüngere Einheiten des Buntsandsteins mit den unteren Zechsteinfolgen in Kontakt. Dieser Abscherhorizont (Detachment) ist durch ein unterschiedlich mächtiges Band aus Reibungsbrekzien und Kataklasiten charakterisiert.

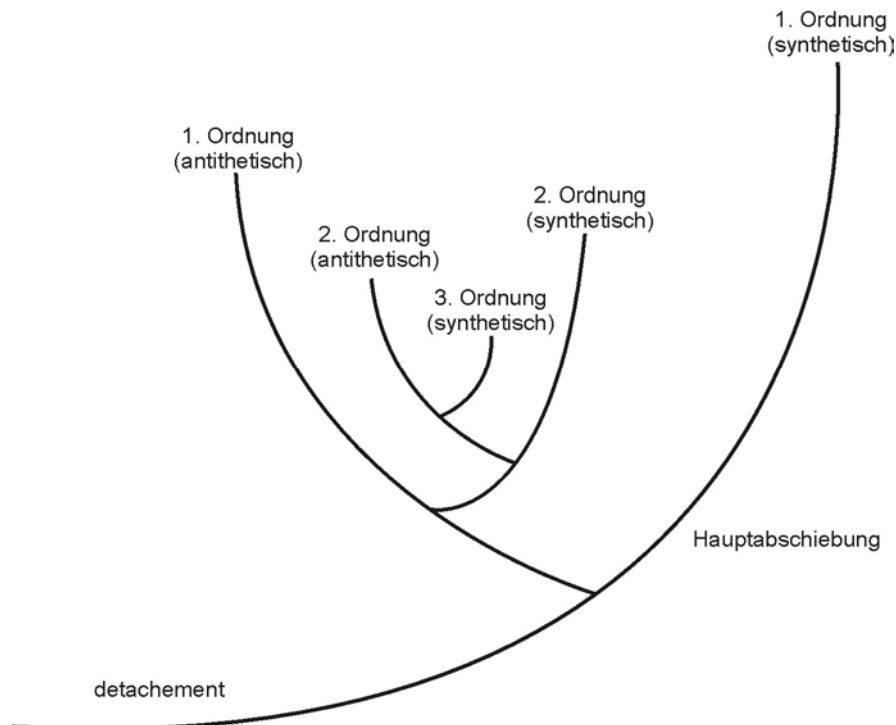


Abb. 6.5. Grabenordnung in Anlehnung an HÖPPNER (1956)

Im Hangenden der Rollover-Scholle aus Mittlerem Buntsandstein befindet sich die allochthone Röt/Muschelkalk-Gleitdecke des „Steinbusens“. Beide Schollen wurden durch die antithetische Zweigabschiebung (Nr. 3) voneinander getrennt. Die mechanische Entkopplung fand innerhalb des Rötsalinars während der Rotation des Rollovers statt. Die mit eigener Bruchtektonik und söhligem bzw. schwach östlichem Einfallen ausgestattete Gleitdecke lässt sich mit Röteinheiten am östlichen Rand des Gelstertals parallelisieren. Jüngere synthetische und antithetische Zweigabschiebungen, die listrisch in den basalen Abscherhorizont einbinden, sind nur vermutet. Der zentrale Grabenbereich ist im Postsalinar durch extreme Extension und im Zechsteinsalinar durch Aufschiebungen und tektonische Mächtigkeitszunahme charakterisiert. Die zum Teil chaotischen Fließvorgänge betreffen vor allem die Sulfate der Werra-Serie und sind für deren Falten- und Schuppenbau maßgeblich. Den Ostrand des Altmorschener Grabens bildet eine synthetisch rotierte Kippscholle, deren Basis tektonisch denudiert wurde. Im Anschluss an die

Hauptabschiebung leitet der parautochthone Zwischenhorst zu den Rollover-Schollen des herzynisch streichenden Vollung-Grabens über. Durch das sukzessive Ausheben des Grauwackensattels wurde sowohl das Zentrum als auch der nordöstliche Flügel des Vollung-Grabens bereits erodiert.

Der Basaltstiel des „Schwimelsteins“ ist Teil des tertiären Vulkanismus der Niederhessischen Senke und durchschlug im Miozän den angetroffenen Gebirgsbau. Der erstellte tektonische Profilschnitt ist Grundlage für die später durchgeführten Palinspastiken, d.h. tektonomechanischen Rekonstruktionen im Kapitel 10.

7 Deformationsverhalten von Anhydrit

7.1 Einführung

Wie aus den Geländebefunden und anderen tektonischen Strukturen zu erkennen ist, sind die Sulfate der Evaporitserien aus Zechstein und Mesozoikum in einem nicht unerheblichem Maße an der saxonischen Grabenbildung beteiligt. Bisher wurden in der Literatur vergleichbare Grabenbruchmechanismen beschrieben, die vor allem auf die entkoppelnde Wirkung mächtiger Steinsalze zurückzuführen sind (z.B. SCHULTZ-ELA & WALSH 2002, Abb. 7.1).

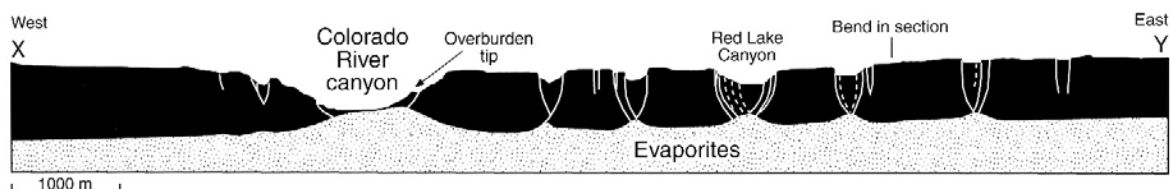


Abb. 7.1. Grabenstrukturen in Canyonlands National Park, Utah (aus SCHULTZ-ELA & WALSH 2002, nicht überhöht)

Das mikro- und makroskopische tektonische Gefügebild dieser hochsalinaren Serien wird von Aufpressungserscheinungen, Fließvorgängen und komplizierten Verfaltungen sowie von unsteten, spröden Formänderungen und Verwerfungen geprägt (EISBACHER 1996). Wie bereits in den stratigraphischen Abhandlungen (Kap. 4.1.3.2.7) erwähnt, finden sich jedoch weder im Ausstrichbereich des Unterwerra-Grauwackensattels noch im weiteren Umfeld direkte Nachweise auf chloridischen Zechstein. STEINER & SEIDEL (1974) sowie RICHTER-BERNBURG (1955c) schließen Halit-Vorkommen im Arbeitsgebiet sogar vollkommen aus.

So stellt sich die Frage, ob die Rolle der mehr oder minder mächtigen Sulfatlager der permischen und mesozoischen Salinarstockwerken in der Tektonomechanik der saxonischen Gebirgsbildung bisher nicht unterschätzt wurde.

Im folgenden soll anhand theoretischer Überlegungen und praktischer Beispiele aus dem Arbeitsgebiet und anderen Regionen gezeigt werden, dass die Fließfestigkeit von Anhydrit im flachstkrustalen Spannungsregime unter bestimmten tektonischen Bedingungen stark reduziert sein kann und sich der Anhydrit duktil verhält.

7.2 Diagenetische Umwandlung von Gips in Anhydrit

In marinen und subaerischen Sabkhas werden rezent sowohl Gips als auch Anhydrit an der Erdoberfläche abgeschieden (FÜCHTBAUER 1988). Bei einer Versenkung in eine Tiefe von einigen hundert Metern wandelt sich Gips in Anhydrit um (TUCKER 1985). LANGBEIN (1987) konnte feststellen, dass der Phasenübergang Anhydrit - Gips bzw. Gips - Anhydrit von der Temperatur, dem Gesteinsdruck und dem Chemismus des Porenwassers abhängt (Abb. 7.2).

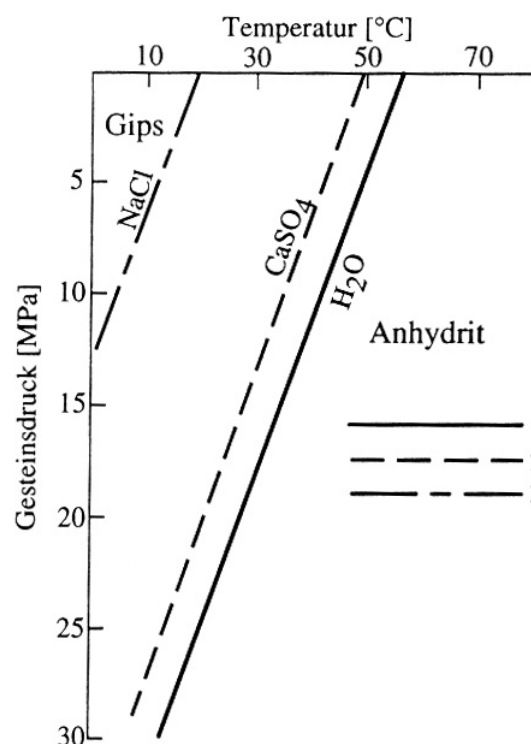


Abb. 7.2. Darstellung der Druck- und Temperaturabhängigkeit des Phasenübergangs Anhydrit-Gips bei 1: reinem Porenwasser, 2: CaSO_4 -gesättigtem Porenwasser und 3: NaCl -gesättigtem Porenwasser (aus BÖHL 1994)

Für die Verhältnisse innerhalb der Hessischen Senke ist anzunehmen, dass sämtliches primär als Gips ausgeschiedenes Sulfat während der Diagenese aufgrund des Gesteinsdrucks von etwa 30 - 40 MN/m² und des Vorhandenseins von NaCl- bzw. CaSO₄-haltigen Porenwässern zu Anhydrit umkristallisierte. Für die Zeit der saxonischen Tektonogenese ist deshalb davon auszugehen, dass sowohl die Sulfate im Zechsteinsalinar als auch die der mesozoischen Evaporitlager als Anhydrit vorgelegen haben. Im weiteren werden deshalb nicht die Verformungseigenschaften von Gips sondern die des Anhydrits beschrieben.

7.3 Bruchhafte und duktile Deformation

(modifiziert nach EISBACHER 1996)

In der Lithosphäre werden vor allem zwei Grundformen des rheologischen Verhaltens unterschieden: Das Spröðverhalten, bei dem ein Versagen durch Überschreiten der Bruchfestigkeit eintritt und das duktile Verhalten oder Fließen, bei welchem ein Versagen durch Überschreiten der Fließfestigkeit erreicht wird. In beiden Fällen tritt eine irreversible Verformung der Gesteinseinheiten auf.

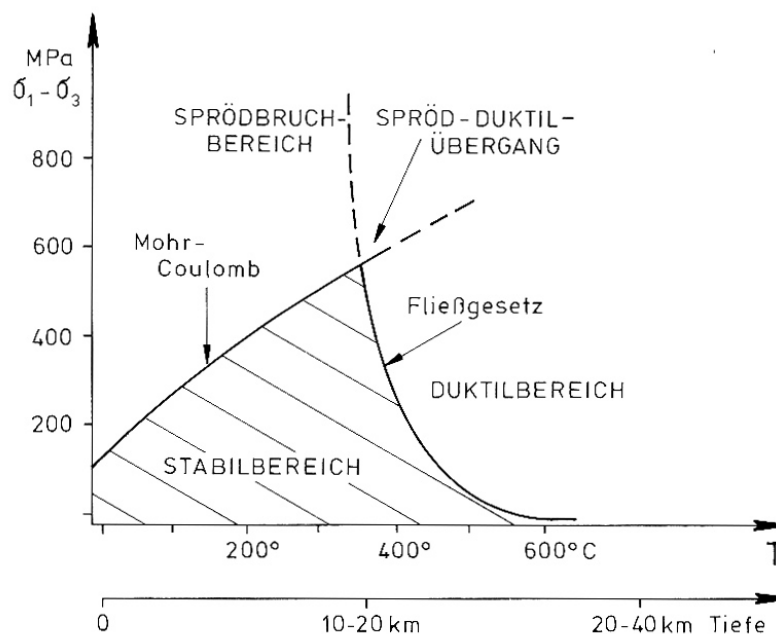


Abb. 7.3. Zusammenstellung der Stabilitätsverhältnisse des Spröðbruch-Bereichs, des Spröð-Duktil-Übergangs und des Duktilbereichs eines „trockenen“ Gesteins unter geologisch realistischer Verformungsrate (aus EISBACHER 1996).

Die meisten Gesteine sind sowohl bruchhaft als auch duktil deformierbar (Abb. 7.3). Die Art und Weise der Deformation ist abhängig von der Differentialspannung, dem Überlagerungsdruck, der Temperatur, dem Porenwasserdruck und natürlich der

petrografischen Zusammensetzung des Gesteins. Grob verallgemeinert tritt Spröd- oder Bruchversagen unter niedrigen Temperaturen, schnellen Spannungsänderungen bzw. Relativbewegungen und einer geringen Umlagerungsspannung durch Überschreitung der Bruchfestigkeit auf. Duktiles Versagen bzw. das Überschreiten der Fließfestigkeit hingegen ist an hohe Temperaturen, langsame Verformungsraten und große Differentialspannungen geknüpft.

Einer der wichtigen Unterschiede zwischen der Fließfestigkeit und der Bruchfestigkeit liegt in der Abhängigkeit vom Einspannungszustand. Während die Bruchfestigkeit oder Scherfestigkeit drucksensitiv, d.h. vom Umlagerungsdruck abhängig ist, ist die Fließfestigkeit im Idealfall druckinsensitiv und damit unabhängig vom Umlagerungsdruck.

7.3.1 Spröde, bruchhafte Deformation

Diskrete, bruchhafte Deformationen, wie z.B. Verwerfungen oder Kluftbildungen finden bei Überschreitung der Bruchfestigkeit unter vollständigem Verlust der Kohäsion an schmalen, diskreten Zonen bzw. Flächen im Gesteins- bzw. Gebirgskörper statt. Die Druckfestigkeit bzw. Bruchfestigkeit ist allerdings keine Materialkonstante, sondern erhöht sich mit zunehmendem Überlagerungsdruck. Dieser Zusammenhang wird durch die Mohrschen Spannungskreise dargestellt. Da das Verhältnis von Normalspannung zu Scherspannung entlang der potentiellen Bruchfläche im Moment des Gesteinsversagens eine Konstante ist, kann für bruchhaftes Versagen das lineare Mohr-Coulomb-Kriterium angewandt werden:

$$\tau = c + \sigma \times \tan \varphi$$

τ = Scherspannung
 c = Kohäsion
 σ = Normalspannung
 φ = Winkel der inneren Reibung

Die Scherfestigkeit von Gestein bzw. Fels ist definiert als der Winkel der inneren Reibung (Scherwinkel φ) und der Kohäsion c . Für Anhydrit gibt BÖHI (1994) folgende Werte an:

Kohäsion c' : 5 bis 43 MPa (bzw. kN/m²)

Reibungswinkel φ' : 27,7° bis 42,9°.

Die durch das Griffith-Kriterium theoretisch beschriebene Zugfestigkeit σ_z variiert für natürliche Anhydrite zwischen 3,0 und 10,1 MPa.

Sprödbrucherscheinungen in der Natur sind Extensions- und Scherbrüche bzw. hybride Extensions-Scherbrüche, die sich auf *mode I*, *mode II* und *mode III*- Brüche zurückführen lassen (ROSSMANITH 1989, 1990). Im flachkrustalen Spannungsregime entwickeln sich daraus Ab-, Auf-, Überschiebungen sowie Blattverschiebungen. Das Ergebnis der Translation und Rotation größerer Gebirgseinheiten an Bruchflächen sind z.B. Horst- und Grabenschollen.

7.3.2 Duktile bzw. viskose Deformation

In größeren Tiefen, d.h. unter hohen Spannungen, einer erhöhten Umgebungstemperatur und innerhalb geologisch langer Zeiträume reagieren Gesteine nicht mehr bruchhaft, rigide oder spröde sondern werden irreversibel plastisch deformiert (siehe Abb. 7.3). Der Übergang zwischen dem Sprödbereich und dem Duktilbereich bildet der sog. spröd-duktiler Übergangsbereich. In diesem tektonischen Milieu herrschen komplexe Wechselwirkungen von Bruch-, Gleit- und Fließprozessen sowie Phasenänderungen vor.

Plastisches Versagen bedeutet, dass nach einer geringfügigen reversiblen elastischen Verformung im Gestein keine Mikrorisse, keine Dilatation und kein Kohäsionsverlust festzustellen sind, sondern dass das kristalline Material ohne Volumenzunahme und signifikantem Spannungsabfall irreversibel zergleitet. Dieser Prozess verläuft mit einer bestimmten finiten Verformungsrate ($\dot{\epsilon}$) bei einer bestimmten internen Scherspannung (σ) bzw. Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$). An die Stelle von Bruchverformung treten im Gebirgskörper entlang breiter Zonen raumgreifende, inter- und intrakristalline Deformationen in Form von Kriech- bzw. Fließbewegungen auf.

Im Idealfall einer homogenen duktilen Verformung sollte die Verformung jedes beliebigen Kleinbereichs auch repräsentativ sein für die Gesamtverformung des geologischen Körpers. Aufgrund stofflicher Anisotropien, wie Lagen- und Schichtenbau sowie fazielle Gesteinsübergänge usw. führt ein homogener Beanspruchungsplan im Duktilbereich häufig zu einer inhomogenen Kinematik mit mechanischer Stratigraphie relativ kompetenter und inkompetenter Einheiten. Das makroskopische Ergebnis einer duktilen Deformation stofflich anisotroper Körper sind

vor allem Falten, die in ihrer Dimension von isoklinaler Faltung bis zu weitgespannten Flexuren reichen.

Die Fließfestigkeiten natürlicher Gesteine sind sehr materialabhängig. So reagieren Evaporitgesteine auf tektonische Beanspruchung unterschiedlich. Unter gleichen Bedingungen nimmt die duktile Verformbarkeit zu in der Reihenfolge:

Dolomitsteine - Kalksteine - Mergelsteine - Salztonsteine - Anhydritgesteine - Kieseritgesteine - Halit - Sylvinit - Carnallit - Bischofit (BORCHERT 1959).

Diesen Sachverhalt verdeutlicht auch Abb. 7.4.

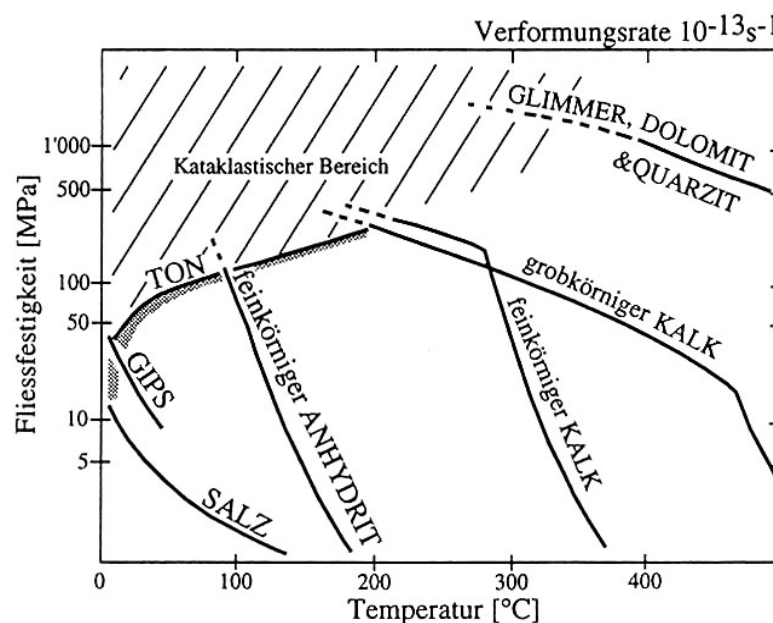


Abb. 7.4. Fließfestigkeit von unterschiedlichen Evaporiten in Abhängigkeit von der Temperatur unter vorgegebener Verformungsrate (nach JORDAN aus BÖHI 1994)

Im Gegensatz zum Mohr-Coulombschen Bruchversagen wird das duktile Verhalten durch lineare und nichtlineare Fließgesetze modellhaft beschrieben. Während lineare Fließgesetze für alle herkömmlichen Flüssigkeiten (Newtonsche Flüssigkeiten) gelten, wird das Fließverhalten polykristalliner Körper bei höheren Temperaturen mit Hilfe eines Potentialgesetzes ausgedrückt.

Lineares Fließgesetz:

$$\dot{\epsilon} = \sigma / \mu(T)$$

$\dot{\epsilon}$ = stationäre Fließrate in s^{-1}

μ = Viskosität (temperaturabhängig)

σ = Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$)

Potentialgesetz:

$$\dot{\epsilon} = A \times \sigma^n \cdot \exp(-H/RT)$$

$\dot{\epsilon}$ = stationäre Fließrate in s^{-1}
 A, n = Materialkonstanten
 σ = Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$)
 H = Kriechaktivierungsenergie
 R = Gaskonstante
 T = absolute Temperatur (K)

7.4 Rheologische Experimente im Labor

Die mathematisch formulierten Fließgesetze und die Fließfestigkeiten von Mineralen und Gesteinen sind aus den Versuchsergebnissen rheologischer Untersuchungen abgeleitet. Die Rheologie von Gesteinen wird im Labor an zylindrischen Proben in Triaxialzellen analysiert. In diesen speziellen Druckzellen wird versucht, natürliche Druck,- Temperatur- und Verformungsverhältnisse zu simulieren. Dabei werden Experimente mit konstanter Verformungsrate und Experimente mit konstanter Differentialspannung unterschieden. In beiden Fällen ergibt sich die Fließfestigkeit eines Gesteins aus der Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) gebildet aus der Differenz zwischen Axialdruck (σ_1) und Manteldruck (σ_3). Die Fließfestigkeiten werden in MPa angegeben. Die Ergebnisse der Experimente sind typische, materialabhängige Spannungs- Verformungskurven (Abb. 7.5).

Wie die Versuche zeigen, ist das duktile Verhalten in großem Maße von der Temperatur und der Verformungsrate, d.h. der Abschergeschwindigkeit abhängig. Je kleiner die Verformungsrate und je höher die Temperatur, desto niedriger ist die Fließfestigkeit von Mineralen und Gesteinen.

Natürliche Verformungsraten liegen meist in der Größenordnung von $\dot{\epsilon} = 10^{-15} s^{-1}$ und können im Labor nicht erreicht werden. Um wirklichkeitsnahe Fließfestigkeiten anzugeben werden die experimentell gewonnenen Kurven der schnellen Verformungsraten (z.B. von $\dot{\epsilon} = 10^{-1} s^{-1}$ bis $\dot{\epsilon} = 10^{-7} s^{-1}$) auf geologisch realistische, langsame Bewegungen von $\dot{\epsilon} = 10^{-15} s^{-1}$ extrapoliert.

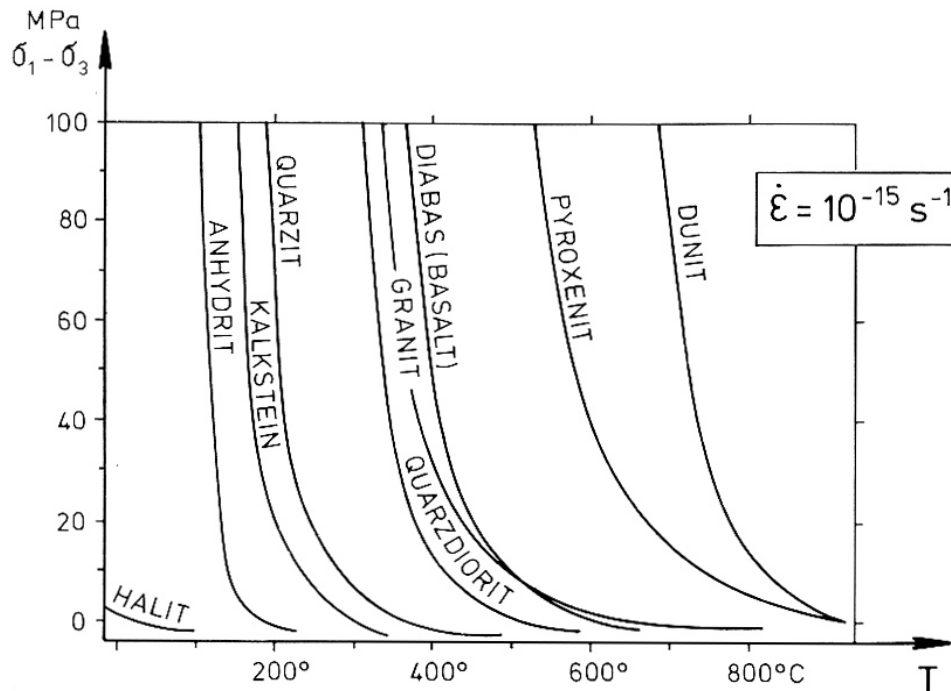


Abb. 7.5. Abnahme der Fließfestigkeit (Differentialspannung) von Mineralen und Gesteinen mit zunehmender Temperatur unter den Bedingungen realistischer Verformungsraten (aus EISBACHER 1996)

7.5 Fließgesetze für Anhydritgesteine

Die experimentellen Untersuchungen von Anhydrit wurden vor allem in den 70er Jahren des letzten Jahrhunderts durchgeführt (MÜLLER & SIEMES (1974), MÜLLER & BRIEGEL (1977), MÜLLER, SCHMID, BRIEGEL (1981).

MÜLLER & BRIEGEL (1980) geben zur Berechnung des viskosen Anhydritverhaltens folgendes Fließgesetz an:

$$\dot{\epsilon} = A \times \exp\left(\frac{-H}{R \times T}\right) \times \left(\sin \frac{\Delta\sigma}{\sigma_0}\right)^n$$

wobei gilt:

$$A = 6025,6 \text{ s}^{-1}$$

$$n = 1,5$$

$$H = 114299 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1}$$

$$\sigma_0 = 170 \text{ MPa}$$

$$R = 8,31 \text{ J} \cdot \text{mol}^{-1} \cdot \text{K}^{-1}$$

$$\Delta\sigma = \text{Differentialspannung}$$

$$\dot{\epsilon} = \text{Strainrate s}^{-1}$$

$$T = \text{abs. Temp (K)}$$

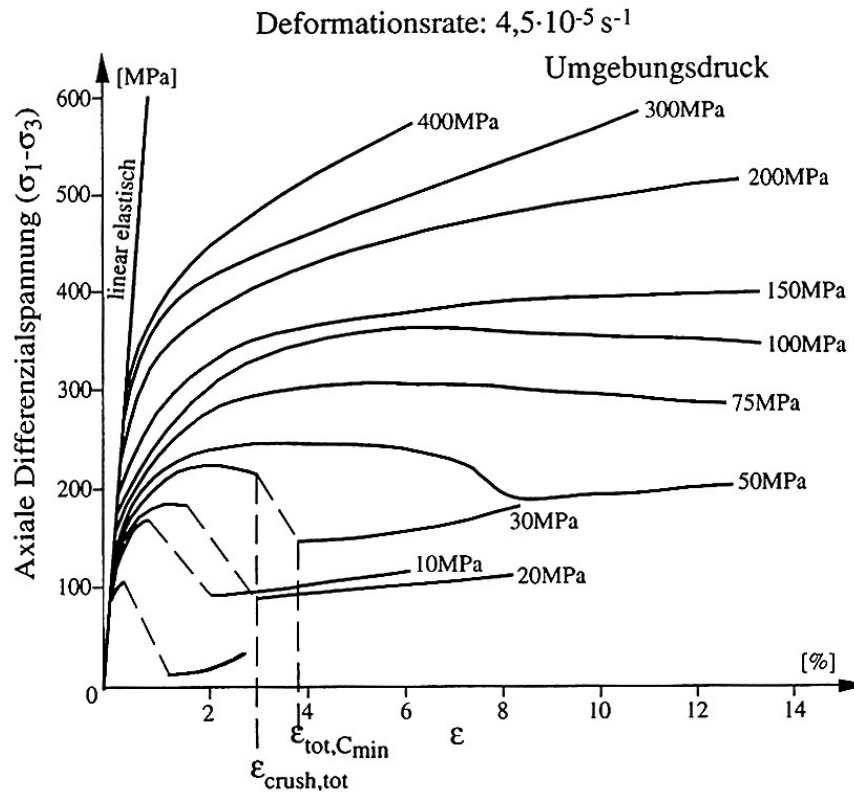


Abb. 7.6. Experimentell gewonnene Spannungs-Verformungskurven bei variablem Umgebungsdruck für trockenen Wandflu-Anhydrit. Viskoses, bzw. duktiles Verhalten tritt erst ab etwa 200 MPa Umgebungsdruck auf (aus BÖHI 1994)

Die Rheologie von Anhydriten ist stark von der Anisotropie, d.h. der mineralogischen Zusammensetzung, der Korngröße, dem Gefüge, der Porosität sowie von Kristalldefekten (Wachstums- und Strahlungsdefekten) abhängig (MÜLLER & BRIEGEL 1977). Außerdem spielt der Reinheitsgrad eine wichtige Rolle. So stellten JORDAN & NÜESCH (1989) fest, dass mit Quarz, Tonmineralen und Kalzit verunreinigte Anhydrite unter gleichen Versuchsbedingungen weniger duktil reagieren als reine Sulpharenite. Die bisher an Anhydriten durchgeführten dreiaxialen Scherversuche zeigen, dass Fließvorgänge erst bei entsprechend hohen Manteldrucken und mittleren Temperaturen eintreten (siehe Abb. 7.6). Der kritische Temperaturbereich für duktiles Verhalten von Anhydrit bei einer Differentialspannung von über 50 MPa und einer realistischen Strainrate von etwa $\dot{\epsilon} = 10^{-15} \text{ s}^{-1}$ liegt etwa zwischen 80° und 150° C (EISBACHER 1996).

7.6 Druck- und Temperaturverhältnisse der Hessischen Senke

Die folgenden Übersichtsrechnungen beziehen sich auf die Verhältnisse im Zechsteinsalinar der Hessischen Senke zur Zeit der Jura/Kreide-Wende. In Nordosthessen wurden die Werra-Sulfate von maximal etwa 2000 m (h) mächtigen klastischen und karbonatischen Sedimenten bzw. Sedimentgesteinen überlagert. Die Dichte der Hangendserien erreicht durch chemische und physikalische Kompaktionsvorgänge (Diagenese) in einigen hundert Metern Überlagerung etwa $2,6 \text{ g/cm}^3$ (EISBACHER 1996). Bei einer durchschnittlichen Wichte (γ) von 25 kN/m^3 (wassergesättigt) ergibt dies nach der einfachen Formel:

$$\sigma_z = \gamma \times h$$

eine Normalspannung bzw. einen vertikalen Spannungsanteil (σ_z) von rund 50 MN/m^2 .

Der horizontale Spannungsanteil (σ_h) beträgt für den vereinfacht angenommen Fall eines elastisch-isotropen Spannungs-Dehnungsverhaltens bei einem Ruhedruckbeiwert (K_0 -Wert) von 0,2 für standfestes bis nachbrüchiges Gebirge (PRINZ 1991) rund 10 MN/m^2 .

$$\sigma_h = K_0 \times \sigma_z$$

Die daraus resultierende Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) bzw. ($\sigma_z - \sigma_h$) liegt bei maximal 40 MN/m^2 .

Bei einem für die permo-mesozoischen Sedimentgesteine im Germanischen Becken angenommenen geothermischen Gradienten von durchschnittlich 25°K/km herrschten im Bereich des Zechsteinsalinars der Hessischen Senke an der Wende Jura/Kreide maximale Temperaturen zwischen 40° und 50° C .

Werden die experimentell ermittelten Fließgesetze mit den abgeschätzten, natürlichen Differentialspannungen und Temperaturverhältnissen im Untergrund der Hessischen Senke verglichen, so erkennt man, dass die Druck- und Temperaturverhältnisse für ein duktilen Verhalten von Anhydrit nicht ausreichen. Unter diesen für die Hessische Senke „normalen“ Randbedingungen dürften die Anhydrite lediglich bruchhafte Deformation, d.h. Sprödbbruch aufweisen. Kriech- und Fließprozesse im Anhydrit können nach den theoretischen Modellen erst unter viel höheren Temperaturen, niedrigeren Strainraten und deutlich höheren Differentialspannungen auftreten.

7.7 Hinweise für duktil verformten Anhydrit aus dem Gelände

Wichtige Hinweise auf duktile Deformation des nur von geringen Verunreinigungen durchsetzten Werra-Anhydrits liefern die Lagerungsverhältnisse und tektonischen Strukturen im Gipstagebau Hundelshausen (Kap. 6.6.2). Es handelt sich vor allem um den Dekameter großen Falten- und Schuppenbau mit deckenartigen Überschiebungen, Schichtwiederholungen und integrierten, allochthonen Bröckelschieferschollen.

Allgemein können sich Falten in Evaporitgesteinen durch tektonische, diagenetische und sedimentäre Prozesse entwickeln. Während der Sedimentation können die sogenannten enterolithischen Falten durch *slumping*, Konvolution, Algenwachstum sowie durch unterschiedliche Austrocknung und exzessives Kristallwachstum entstehen (JORDAN & NÜESCH 1989). Ebenfalls werden Faltenstrukturen während der Diagenese durch Anhydritbildung (Dehydratation) primärer Gipse sowie durch Drucklösung hervorgerufen (z.B. Gekrösehips). Diese enterolithischen Faltenstrukturen besitzen meist eine uneinheitliche Vergenz und unterscheiden sich von echten tektonischen Falten hinsichtlich ihrer Größe und Asymmetrie. So nehmen JORDAN & NÜESCH (1989) für Faltenstrukturen mit über einem Meter Größe und einer deutlichen Vergenz einen tektonischen Ursprung an. Der im Steinbruch Hundelshausen vorgefundene Faltenbau mit Zehnermeter hohen Amplituden sowie einer erkennbaren Nordvergenz spricht also eher für eine orthotektonische, duktile Deformation als für eine von MEIER (1975, 1977), HERRMANN (1956) und RICHTER-BERNBURG (1985) postulierte sedimentär-diagenetische, enterolithische Faltung (Kap. 6.6.2.8). Der angetroffene Faltenbau kann damit als das kinematische Ergebnis einer progressiven, inhomogenen, mehr oder weniger duktilen Verformung angesehen werden.

Einen weiteren Anhaltspunkt für duktil verformten Anhydrit liefern die im Steinbruch aufgefundenen und unter Kapitel 6.6.2.3 beschriebenen fiederkluftartigen, sekundär mit Anhydrit oder Gips verfüllten Scher- und Sigmoidaladern (Tafel 5, Fig. 1+2). Allgemein kommen solche Scheradern vor allem bei duktiler Verformung durch rupturales Versagen und Rissebildung in unterschiedlichen Dimensionen vor (EISBACHER 1996). Die Bildung der Sulfatadern lässt sich im vorliegenden Fall so erklären, dass während der duktilen Verformung trotz durchschnittlich geringer Strainraten in schmalen Zonen aufgrund lokal erhöhter Bewegungen eine Versprödung eintritt, die ein Aufreißen von Extensionsbrüchen ermöglicht. Zum

anderen könnte die Anwesenheit freier Fluide den Porenwasserdruck empfindlich erhöhen, so dass trotz großräumiger duktiler Verformung lokal Mohr-Coulombsche Bruchverformung eintritt.

Eine endgültige strukturgeologische Deutung der Scheradern mit einer Zuordnung zum beschriebenen Falten- und Überschiebungsbau steht noch aus. Auszuschließen ist die Bildung der Mineraladern durch subaquatische Rutschungen, *slumping* oder Olisthostrome.

Ein Teil der im Steinbruch und in den Bohrungen der Umgebung erkannten brekzierten Anhydrite könnten auch als Produkte kataklastischen Fließens gedeutet werden. Die Kataklastik ist ein deformierender Prozess im spröde-duktilen Übergangsbereich, bei dem feste Körper durch Gleitungen an Korngrenzflächen zerscherten (EISBACHER 1996). Das Ergebnis dieser während der Grabengenese auftretenden kataklastischen Bewegungen könnten haselgebirgsartig zerschorene Gebirgsabschnitte (Taf. 3, Fig. 1) sowie Sulfat-Brekzien (Kap. 4.1.3.2.3 mit Abb. 4.3 + 4.4; Taf. 4, Fig. 2) sein.

Auch die intramesozoischen Evaporit- bzw. Sulfatlager des Postsalinars sind an der Grabengenese intensiv beteiligt. Wie die Lagerungsverhältnisse der allochthonen Triasschollen s.s. (Gottesberg, Behälterskopf, etc.) sowie die Gleitschollen (Steinbusen, Hainskopf) belegen, dienten die mesozoischen Sulfate als duktile, mehr oder weniger schichtparallele Abscherbahnen. Die Sulfate aus Röt und Mittlerem Muschelkalk liegen den Werra-Sulfaten auf oder sind z.T. haselgebirgsartig mit diesen verschuppt (Anl. 4.1 – 4.3: BK 1, 29, 30, 38, 39, 48 und 65 sowie natürliche Aufschlüsse am Gottesberg).

7.8 Hinweise für duktil verformten Anhydrit aus anderen Regionen

7.8.1 Duktil verformte Sulfate im Faltenjura

Der Faltenjura ist ein zwischen der Schweiz und Frankreich liegender Gebirgszug, der während des Miozäns durch den nordwärts gerichteten Fernschub der Alpen aufgefaltet wurde (BÖHI 1994). Es handelt sich um ein Abschergebirge, dessen mesozoisch-tertiäre Sedimentdecke größtenteils durch spröde Deformation verfaltet worden ist. Als Abscherhorizonte dienten die Evaporite des Gipskeupers und der Anhydritgruppe des Mittleren Muschelkalks. Eine besondere tektonische Stellung nehmen dabei die duktil verformten Anhydrite ein (JORDAN & NÜESCH 1989). Die

vorsalinare Trias und das prämesozoische Grundgebirge blieben vom alpinen Fernschub weitgehend unberührt.

BÖHI (1994) stellt durch tektonische Modellierung mit Finiten Elementen (FE) fest, dass das von MÜLLER & BRIEGEL (1980) für reinen, trockenen Anhydrit ermittelte Fließgesetz die Entstehung der flachstkrustalen Abscherungen im Faltenjura nicht befriedigend erklären kann. Um für den Faltenjura geologisch vernünftige Resultate zu erhalten, gehen JORDAN & NÜESCH (1989) und BÖHI (1994) davon aus, dass die Parameter Drucklösung, kataklastisches Fließen, Kluftbildung sowie oberflächennahe Vergipsung das Deformationsverhalten des Anhydritgesteins zusätzlich beeinflussen. Diese Autoren postulieren für die beobachteten, kompressiven Fließ- und Abschervorgänge im natürlichen Anhydrit, dass in Anlehnung an BAUMANN (1984) mit einer gipsähnlichen Deformationsformel gerechnet werden muss. Die duktile Deformation der mesozoischen Faltenjura-Anhydrite erfolgte danach bei viel niedrigeren Temperaturen und viel geringeren Differentialspannungen bzw. höheren Deformationsraten als es die experimentell ermittelten Fließgesetze erlauben.

7.8.2 Duktil verformte Sulfate in der Trier-Bitburger Bucht

Einen weiteren Hinweis auf flexurelle und somit duktile Deformation von Sulfatgesteinen geben JANTOS ET AL. (2000) aus dem Mittleren Muschelkalk der östlichen Trier-Bitburger Mulde im Westen von Rheinland-Pfalz (siehe Abb. 7.7). Sie beschreiben u. a. die durch eine Abschiebung gestörten Lagerungsverhältnisse des etwa 10,4 m mächtigen, im Untertage-Abbau befindlichen Sulfatlagers der Gipsmergel (mm1). Trotz der jungen Vergipsung ist in der Lagerstätte ein Anhydritkern sowie fast überall reliktscher Anhydrit nachweisbar.

„Der an der Erdoberfläche auszukartierende Versatz von ca. 32 Metern ist hier, innerhalb des inkompetenten Schichtenstapels der Gipsmergel, bruchlos und wird durch eine Flexur ausgeglichen...Im Aufbiegungsbereich (der Flexur) war im Stollen eine markante, mit weißem Fasergips verheilte schräge Kluftfläche zu beobachten..“

Dabei ist zu ergänzen, dass über dem Mittleren Muschelkalk etwa 60 m mo, 30 m ku, 135 m km, 8 m ko sowie 86 m ju abgelagert wurden. Unklar ist das Alter der Abschiebung und ob noch jüngere mesozoische bzw. tertiäre Schichtglieder sedimentiert wurden.

Bezogen auf den Anhydrit des Mittleren Muschelkalks ergibt sich überschlägig eine Überdeckung von maximal etwa 500 m. Daraus lässt sich eine Vertikalspannung von rund 12,5 kN/m², eine assoziierte Horizontalspannung von ca. 4,0 kN/m² und eine Differentialspannung von 8,5 kN/m² ableiten. Die Temperatur lag wahrscheinlich deutlich unter 30° C.

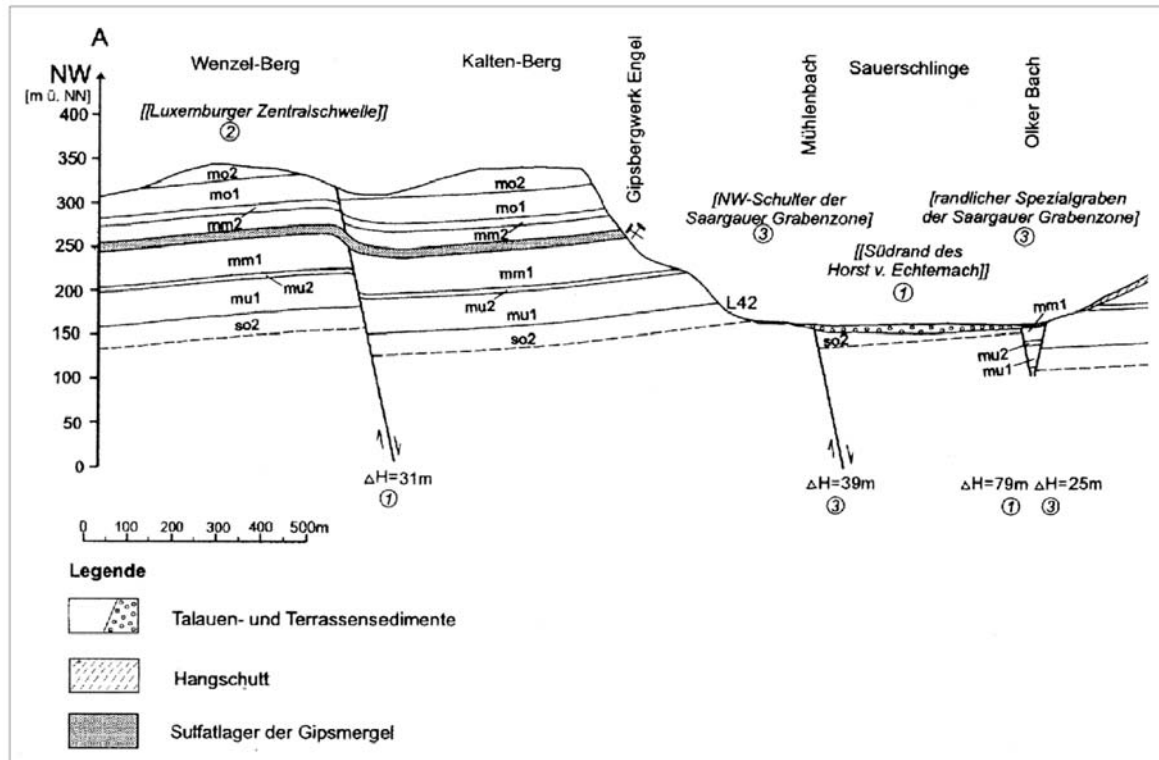


Abb. 7.7. Duktile, flexurelle Deformation des Sulfatlagers des Mittleren Muschelkalks an einer Abschiebung innerhalb der Trier-Bitburger-Mulde- (Detail eines Profilschnittes; zweifach überhöht; aus JANTOS ET AL. (2000))

Den experimentellen Verformungsgesetzen und Fließfestigkeiten sowohl für Gips (BAUMANN 1984) als auch für Anhydrit folgend, müsste das Sulfatlager wegen der geringen Einspannung und der niedrigen Temperatur kein duktiles, flexurelles Verbiegen sondern bruchhaftes Versagen in Form von diskreten Abschiebungen zeigen.

7.9 Deutung der Geländebefunde

Die Geländebefunde aus dem Untersuchungsgebiet der Hessischen Senke sowie die oben angeführten Literaturbeispiele aus dem Faltenjura und der Trier-Bitburger Bucht legen die Vermutung nahe, dass die Fließfestigkeiten natürlicher Anhydrite deutlich niedriger anzusetzen sind als die bislang publizierten, experimentell an verschiedenen Anhydriten ermittelten Fließgesetze. So verschiebt z.B. allein ein

natürlicher Gehalt an Kristallwasser den für die Fließ- bzw. Kriechbewegungen kritischen Temperaturbereich deutlich zu niedrigeren Temperaturen hin (EISBACHER 1996).

Ebenfalls scheint das tektonische Regime eine ganz entscheidende Rolle zu spielen. Abgesehen von den kompressiven Verhältnissen im Faltenjura, treten die duktil verformten Anhydrite der Hessischen Senke und der Trier-Bitburger Bucht unter viel niedrigerer Überlagerung vor allem an Extensionsformen innerhalb saxonischer Grabenstrukturen bzw. an einer diskreten Abschiebung auf. Diese Beobachtung stimmt mit EISBACHER (1996) überein, der an Abschiebungen in Gesteinen wesentlich geringere maximale Differentialspannungen und demzufolge früher einsetzende duktile Deformation erwartet. Die Fließfähigkeit flachst krustaler Anhydrite scheint also vor allem unter Extensionsbedingungen gegeben zu sein. Eine mögliche Erklärung liegt darin, dass die Gesteinseinheiten innerhalb des Extensionsregimes eine Abnahme der horizontalen Einspannung (σ_h) bzw. (σ_3) erfahren. Dabei sind möglicherweise örtlich auch negative Spannungen, also Zugspannungen denkbar. Da die Vertikalspannung (σ_z) bzw. (σ_1) konstant bleibt und (σ_h) bzw. (σ_3) abnimmt, steigt die Differentialspannung ($\sigma_z - \sigma_h$) bzw. ($\sigma_1 - \sigma_3$) relativ dazu an. Für die Hessische Senke könnte demnach eine Differentialspannung von weit über 50 MN/m² erreicht werden.

Geht man davon aus, dass sich die Fließfestigkeit im Idealfall druckinsensitiv und damit unabhängig vom Umlagerungsdruck verhält, könnte unter Extensionsbedingungen bei gleichbleibend niedriger Temperatur, langsamer Strainrate und evtl. vorhandener Fluide (gedeckelt durch Salztone etc.) ein Übertritt aus dem Spröbruch- in den Duktilbereich erfolgen. Dementsprechend wäre trotz der sehr geringen Überlagerungsspannungen (σ_z) das duktile Verhalten von Anhydrit unter Extension möglich.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass natürliche Anhydritgesteine wesentlich geringere Fließfestigkeiten haben können als experimentell ermittelt. In Anhydriten können demnach auch bei geringer Überlagerung und unter den Bedingungen der Extension bzw. Transtension sowie unter Anwesenheit von fluiden Phasen Kriech- bzw. Fließbewegungen auftreten.

7.10 Submikroskopische Indizien für duktilen Anhydrit

Außer den maßgeblichen, makroskopischen Hinweisen der Werra-Anhydrite können submikroskopische Gefügeuntersuchungen in Form inter- und intrakristalliner Relativbewegungen eine duktile Deformation belegen. Typische Hinweise hierfür sind nach JORDAN & NÜESCH (1989):

Kataklasite, Mylonite, Translationszwillinge, Druckzwillingslamellierung, dynamische Rekristallisation mit Korngrenzwanderung und Subkornbau, Porphyroblasten, etc.

Diese Strukturen und Texturen können durch postkinematische, statische Rekristallisation allerdings so stark verändert werden, dass sich die ursprünglich wirksamen Deformationsmechanismen nicht mehr feststellen lassen. Derartige submikroskopische Untersuchungen wurden im Rahmen dieser Arbeit nicht durchgeführt.

8 Analoge Modellierung duktil entkoppelter *pull apart*-Strukturen

Im folgenden werden tektonische Analogmodelle diskutiert, die auf die vorgefundenen Lagerungsverhältnisse des Arbeitsgebietes sowie auf einen Großteil der unter Kap. 6.3 aufgezählten typischen Charakteristika saxonischer Grabenbrüche übertragen werden können. Dabei sind folgende Kriterien für die Modell-Auswahl entscheidend:

1. Die Gleichzeitigkeit von Extension im Postsalinar sowie dem Nebeneinander von Extension und Kompression (Überschiebungen, Schichtenwiederholung bzw. Schichtverdickung) im Salinar in Kombination mit dem durch geringe Vertikalversätze gestörten Präsalinar.
2. Die diskordante Lagerung allochthoner Postsalinar-Schollen auf unteren Einheiten des Salinars.
3. Die Existenz der aus Postsalinar-Schollen aufgebauten Mittelhorste sowie die vornehmlich im Grabenzentrum vorkommenden diapirartigen Schollen aus Einheiten des Salinars.

8.1 Tektonische Experimente – Prinzipien analogen Modellierens

In kleinen, geologisch realistischen Modellkörpern werden durch einen äußeren Kraftansatz Relativbewegungen und naturidentische den tektonischen Strukturen nachempfundene Reaktionen erzeugt. Bei dieser Simulation natürlicher Tektonik in einem künstlich hergestellten Spannungsfeld finden erdähnliche Materialien Verwendung. Die mechanischen Eigenschaften dieser Versuchsstoffe sowie die benutzten Abmessungen der experimentellen Anordnung sollten dabei den Verhältnissen in der Natur entsprechen, d.h. auf die natürlichen Mächtigkeiten, Geometrien und Gesteins- bzw. Bodeneigenschaften skaliert sein. Bei den Versuchen wird mit Hilfe eines einfachen Kraftansatzes ein relativ gut definiertes internes Spannungsfeld erzeugt, das zum Versagen des Materials an bestimmten Strukturen führt (EISBACHER 1996).

Bereits von CLOOS (1930) wurden zum besseren Verständnis und zur Veranschaulichung des erdtiefen, tektonischen Geschehens einfache Modellversuche an Tonen zur Simulation von Grabenstrukturen durchgeführt.

Mittlerweile werden analoge tektonische Modellierungen technisch verfeinert in Scherboxen, Zentrifugen o. ä. mit erzwungener und freier Bruchentwicklung durchgeführt und haben sich zu einem festen Bestandteil innerhalb der Strukturgeologie entwickelt. Tektonische Experimente mit Ausweitungscharakter wurden z.B. von McCLAY & ELLIS (1987), SHELTON (1984), WERNICKE & BURCHFIEL (1982), RAHE, FERRIL, MORRIS (1998), SIMS, FERRIL & STAMATAKOS (1999), HEMPTON & NEHER (1986), VENDEVILLE ET AL. (1987), MANDL (1988) durchgeführt.

8.2 Transtensive Sandbox-Scherversuche

Bei diesen Experimenten handelt es sich um oben offene Kastenkonstruktionen, die je nach Untersuchungsansatz unterschiedliche Längen-, Tiefen- und Breitenverhältnisse haben können. Ausgehend von in der Natur beobachteten, divergenten Verbindungsstrukturen an gestaffelt (*en échelon*) angeordneten Blattverschiebungsssegmenten bestehen die Basisplatten des Scherkastens aus zwei versetzt zueinander geschnittenen Hartplastikplatten (Abb. 8.1), die schichtweise mit verschieden gefärbten Sanden, Tonlagen, Plastillin oder hochviskosen Flüssigkeiten befüllt werden (z.B. HEMPTON & NEHER 1986). Um transtensive Spannungszustände im Experiment zu simulieren, sind die begrenzenden, sich seitlich mitbewegenden Wände starr ausgebildet.

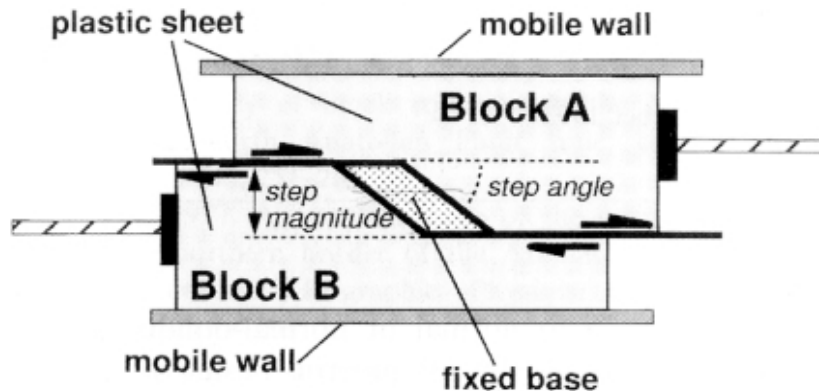


Abb. 8.1: Blick von oben in den mechanischen Aufbau einer ungefüllten Scherbox nach Versuchsende (aus SIMS ET AL. 1999)

Mit Hilfe elektrisch angetriebener Vorschub- bzw. Spindelmotoren werden die Basisplatten während des Versuchs sukzessive mit definierter Geschwindigkeit auseinander gezogen. Der darüber liegende Schichtenstapel reagiert entsprechend seiner Materialeigenschaften und bildet Bruch- und Deformationsstrukturen aus. Um die entstehenden tektonischen Strukturen zu stabilisieren, werden die Negativ- und Positivformen synchron zur Öffnungsbewegung (d.h. synkinematisch) mit anders gefärbten Sanden aufgefüllt. Am Ende des Schervorgangs wird die Versuchsbox mit Festiger durchtränkt, um anschließend aussagekräftige Profilschnitte präparieren zu können.

8.3 Ergebnisse transtensiver Sandbox-Scherversuche

Auf die im untersuchten Gebiet vorgefundenen Lagerungsverhältnisse sind aus der Vielzahl analoger Sandbox-Scherversuche skalierte *pull apart*-Experimente bzw. transtensive Scherversuche am besten übertragbar. Abb. 8.2 gibt die Aufsicht und den Profilschnitt einer im Sandbox-Scherversuch entstandenen *pull apart*-Struktur wieder. Über divergent gestaffelten Blattverschiebungen entwickelte sich ein einfach gebauter rhombischer Graben, dessen äußere Umgrenzung in etwa den verursachenden Untergrundbrüchen entspricht.

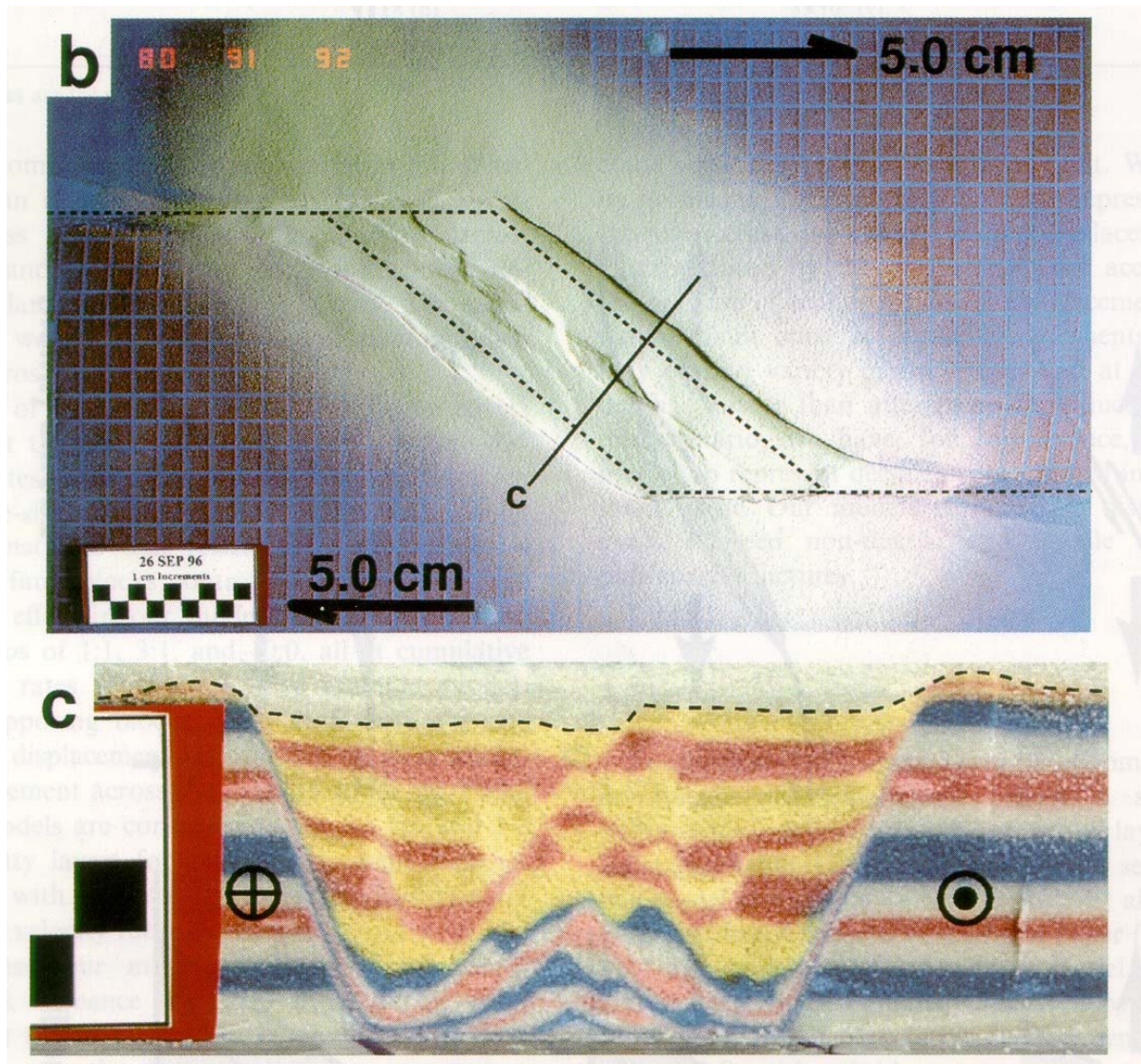


Abb. 8.2. Aufsicht (b) und Profilschnitt (c) eines transtensiven Sandbox-Scherversuches mit ausgebildeter pull apart- Struktur über einer rechtstretend-dextral gestaffelten Blattverschiebung. Alternierend rot, weiß und blau gefärbter Sand stellt die präkinematische Verfüllung, alternierend gelb und rot gefärbter Sand stellt die synkinematische Verfüllung dar. Kreise mit Punkt (als Pfeilspitze) und Kreuz (als Pfeilende) geben die Verschiebungsrichtung der Basisplatten an (aus SIMS ET AL. 1999)

Im Gegensatz zu diesen traditionell durchgeführten Sandboxversuchen zur Erzeugung von *pull apart*- Strukturen (z.B. DOOLEY & MCCLAY 1997), verwendeten SIMS, FERRIL & STAMATAKOS (1999) an der Basis über den rigiden Plastikplatten eine duktile Schicht aus Plastilin, die während des Versuches entkoppelnd wirkt und die Bewegungen aus dem Untergrund zum Hangenden hin mechanisch transformiert (Taf. 8, Fig. 1+2). Die Schichtmächtigkeit des als *décollement* bzw. als *detachment* wirksamen duktilen Horizonts (Duktilschicht) ist entscheidend für die Ausformung und Symmetrie der Grabenstrukturen. Im Falle einer basalen duktilen Schicht bleibt die

sich entwickelnde Grabenstruktur nicht an die Bruchvorgaben der divergenten Basisplatten beschränkt sondern reicht weit über diese Geometrien hinaus (siehe Taf. 8, Fig. 2).

Aus den von SIMS ET AL. (1999) durchgeführten analogen Modellversuchen sind weitere wichtige Phänomene zu erkennen:

1. Die Gleichzeitigkeit von Extension im spröde reagierenden Hangenden, Extension und Kompression innerhalb der Duktilschicht sowie gestaffelte Blattverschiebungen ohne Vertikalversatz im spröden Liegenden.
2. Die Zunahme der Mächtigkeit der Duktilschicht immer im jeweiligen Zentrum der hangenden Grabenstruktur.
3. Das Einwandern bzw. Aufpressen der Duktilschicht ins Hangende durch Aufschiebung und Faltung.
4. Die Entwicklung von Zwischen- bzw. Mittelhorsten als sog. *within basin highs*.
5. Die diskordante Lagerung teilweise rotierter, spröder Hangend-Schichten auf unteren Einheiten der Duktilschicht.

Das Anwachsen des duktilen Layers unter dem Bereich der stärksten Einsenkung in dem oben angeführten Analogmodell von SIMS ET AL. (1999) ist kein Sonderfall. JACKSON & VENDEVILLE (1994) beschreiben diapirartige Salzaufpressung im Zentrum von Grabenstrukturen unter regionalen Extensionsbedingungen (siehe Abb. 8.3).

Auch SCHULTZ-ELA & WALSH (2002) stellen fest, dass sich die Evaporite im Canyonland National Park jeweils im basalen Zentrum der als negative Blumenstrukturen ausgebildeten Gräben ansammeln und dort ihre primäre Mächtigkeit als sog. reaktive Diapire verdicken (Abb. 7.1).

Insgesamt ist festzustellen, dass die drei eingangs aus den Geländedaten aufgestellten Forderungen mit den Ergebnissen duktil entkoppelter *pull apart*-Strukturen aus den von SIMS ET AL. (1999) durchgeführten Sandbox-Scherversuchen weitestgehend übereinstimmen.

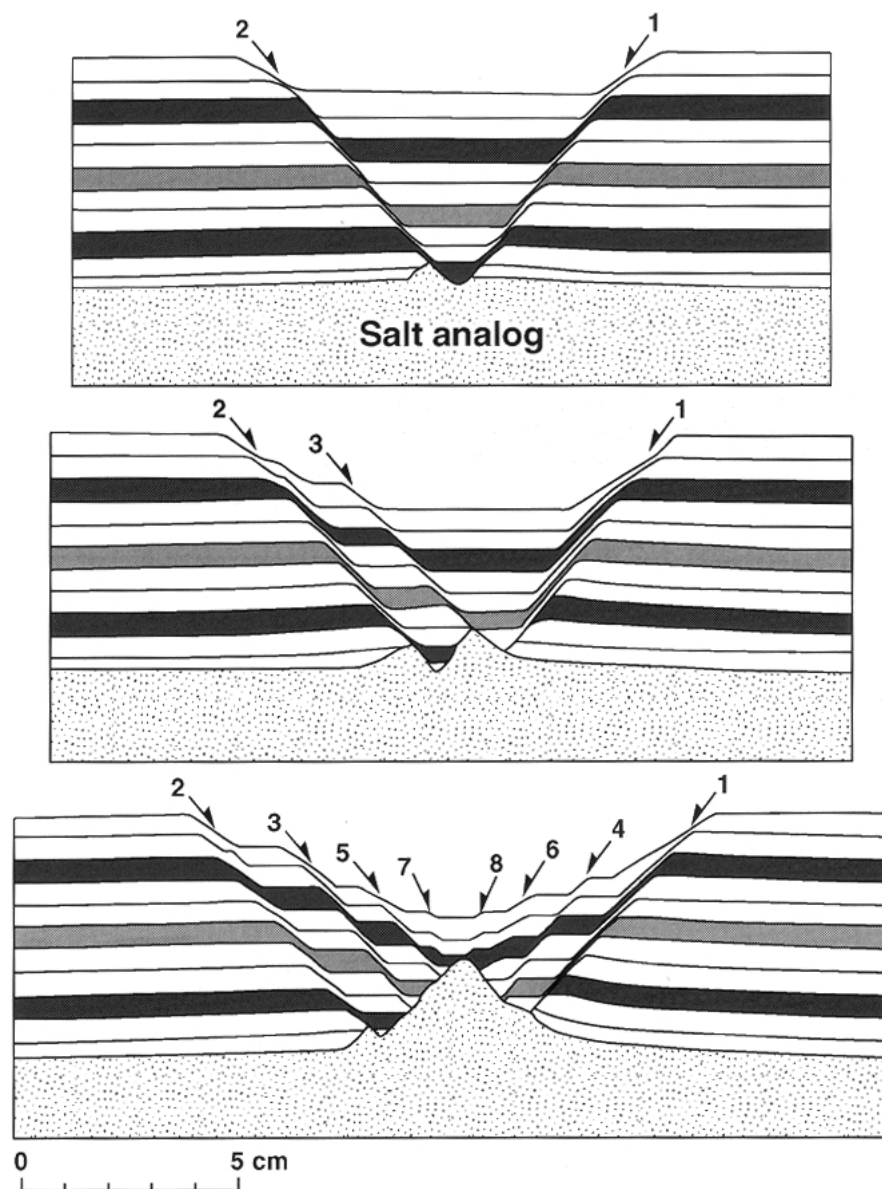


Abb. 8.3. Scherboxversuch mit der Entwicklung eines reaktiven Diapirs unter Extensionsbedingungen. Weiße und graue Bänder sind Sandlagen, gesprenkelte Liegendserie besteht aus Silikon. Die Brüche sind in der Reihenfolge ihrer Erscheinung nummeriert (aus SCHULTZ-ELA & WALSH 2002, modif. nach JACKSON & VENDEVILLE 1994)

9 Modell einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*-Struktur

9.1 Grundlagen

In den Kapiteln 2 und 6.2 wurden für den Gebirgsbau in der Umgebung des Grauwackensattels Erklärungsversuche und Modellvorstellungen angeführt, die entweder die Allochthonie der Triasschollen von Hundelshausen im Einzelnen oder die saxonischen Grabenbrüche in ihrer Gesamtheit beschreiben. Die Deutungen halten den Vergleich mit den komplexen Lagerungsverhältnissen vor Ort sowie mit anderen, ähnlich gebauten bzw. gleich alten Strukturen oft nicht stand oder können nur für Teilaspekte herangezogen werden.

So lassen die tektonischen Untersuchungen am nördlichen Ende des Altmorschener Grabens bzw. am südlichen Beginn des Leinetal-Grabens (Kap. 6.7) eine deutliche, dreiteilige Stockwerksgliederung erkennen:

- Ein durch extreme Extension gekennzeichnetes Postsalinar (inklusive duktil reagierender, mesozoischer Evaporitserien).
- Ein durch das gleichzeitige Auftreten von extremen Kompressions- und Extensionsstrukturen geprägtes, duktil deformiertes Zechsteinsalinar.
- Ein kompetentes, sprödes und nahezu ungestörtes, lediglich zu einer weitgespannten NE-vergenten Antiklinalen herausgehobenes Präsalinar.

Im folgenden wird der angetroffene Stockwerksbau am Nordende des Altmorschener Grabens als das Ergebnis einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*- Struktur betrachtet, die auf Transtensionstektonik zurückzuführen ist.

Das erarbeitete tektonomechanische Modell ist eine Kombination aus den Befunden der geologischen Neuaufnahme und den Ergebnissen der analogen Scherboxversuche sowie aus der Annahme, dass Sulfate unter bestimmten Voraussetzungen unter flachstkrustalem, extensivem Spannungsregime duktilen Verhalten zeigen.

Die Modellvorstellung für den Altmorschener Graben geht primär von rheinisch streichenden, divergenten, gestaffelt (*en échelon*) angeordneten Blattverschiebungen im präsalinaren Basement aus, deren Scherbewegungen sich nicht direkt bis an die Erdoberfläche durchpausen, sondern sekundär durch entkoppelnd wirkende duktile

Einheiten im Zechsteinsalinar (vor allem im Werrasulfat) und innerhalb der intramesozoischen Evaporitlager des Postsalinars zu einer *pull apart*-Struktur transformiert werden. Diese zuerst im Postsalinar als Halbgraben bzw. Rollover erkennbare Struktur dehnt sich weit über die Grenzen der ursächlichen Tiefenbrüche aus und hat sich wahrscheinlich in der jungkimmerischen Phase der saxonischen Tektogenese an der Jura/Kreide-Wende gebildet.

Aus dem Rollover separieren sich entlang listrischer Abschiebungen im Zuge verstärkter Rotation und Grabenöffnung allochthone Gleitdecken. Diese Gleitdecken wandern in das sich öffnende Grabenzentrum ein und werden ihrerseits an mechanischen Schwächezonen in Teilschollen zerlegt. Diese allochthonen Triasschollen lagern den unteren duktilen Zechsteineinheiten diskordant auf.

Besonders die isolierte Stellung einzelner salinarer und postsalinärer Schollen sowie andere, scheinbar widersprüchliche Lagerungsverhältnisse des untersuchten Gebietes können mit dem erarbeiteten tektonomechanischen Modell der Gleichzeitigkeit von einengenden und weitenden Vorgängen befriedigend geklärt werden.

Ob die tektonische Synform synkinematisch verfüllt wurde oder sich als morphologischer Graben herausbilden konnte, bleibt bisher noch ungeklärt.

9.2 Bewegungsmechanismen innerhalb der tektonischen Stockwerke

Im Zuge der Entwicklung einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*-Struktur werden die jeweiligen tektonischen Stockwerke unterschiedlich beansprucht. Die synchron und differenziert ablaufenden Reaktionen während der Taphrogenese werden zur übersichtlicheren Veranschaulichung palinspastisch rekonstruiert (Kap. 10, Anl. 6 + 7). Die erstellten Palinspastiken geben die Bewegungsmechanismen sowohl der rein extensionalen Vorgänge und Schollenbildungen im Postsalinar als auch der gleichzeitig extensionalen und kompressiven Bewegungen im Zechsteinsalinar sowie der Scherverschiebungen des Präsalinars grafisch wieder.

9.2.1 Blattverschiebungen im Präsalinar

Lineamentäre Blattverschiebungen bzw. über weite Strecken in einer Richtung durchhaltende, blattverschiebende Tiefenbrüche konnten bisher im Präsalinar des Arbeitsgebietes nicht eindeutig nachgewiesen werden. Allgemein sind Lateralversätze ohne oder nur mit geringer vertikaler Komponente vor allem bei relativ monotonem Untergrundaufbau kartiertechnisch schwer zu erfassen. Solche

Lineamente werden aber von anderen Autoren an vergleichbaren Strukturen intensiv diskutiert (WILCOX ET AL. 1973, SWANSON, M. T. 1988). So beschreibt WREDE (1988) Verstellungen der Faltenachsen des variszischen Gebirges am Harzrand, die sich am ehesten als Schleppungen an dextralen Horizontalverschiebungen deuten lassen. DROZDZEWSKI (1988) erkennt fiederartig versetzte, horizontale Seitenverschiebungen im Niedersächsischen Tektogen. SCHREIBER ET AL. (1998) postulieren rheinische, eggische und herzynische Blattverschiebungen, die das Rheinische Schiefergebirge und dessen Ostrand sinistral durchsetzen. HOLLÄNDER (2000) sieht im Untergrund der Solling- und Sackscholle fiedrig verspringende Blattverschiebungen als strukturgestaltendes Element. PRINZ (2001) erkennt an der Neubaustrecke Köln-Rhein/Main der DB AG bajonettartig versetzte Scherbrüche, die sich aus Blattverschiebungen der Taunusquerstörungen ableiten und zu kleinen *pull apart*-Strukturen und größeren Grabenbrüchen geführt haben.

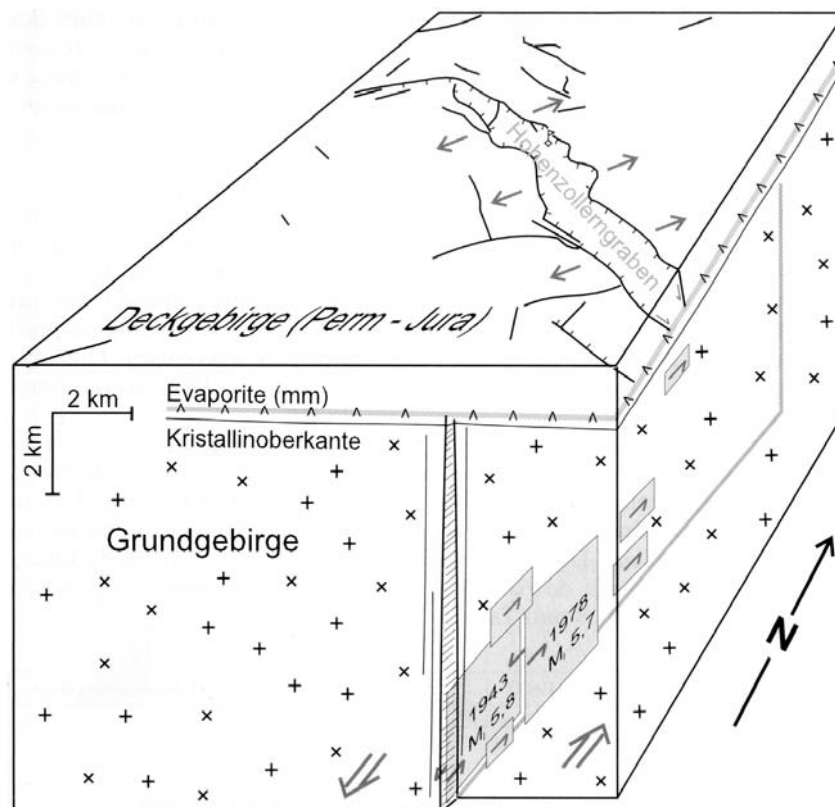


Abb. 9.1. Genese des Hohenzollerngrabens durch mechanische Entkopplung der duktilen Evaporite des Mittleren Muschelkalks über der sinistralen Albstadt-Scherzone (aus RHEINECKER & SCHNEIDER 2002)

RHEINECKER & SCHNEIDER (2002) stellen eine genetische Beziehung zwischen dem oberflächennahen NW-SE streichenden Hohenzollerngraben und der tief sitzenden etwa N-S streichenden Albstadt-Scherzone her. Begleitet von rezenten Erdbeben entwickelt sich die Extensionsform „Hohenzollerngraben“ über der sinistralen Blattverschiebung „Albstadt-Scherzone“ durch mechanische Entkopplung an duktilen Evaporiten des Mittleren Muschelkalks (Abb. 9.1).

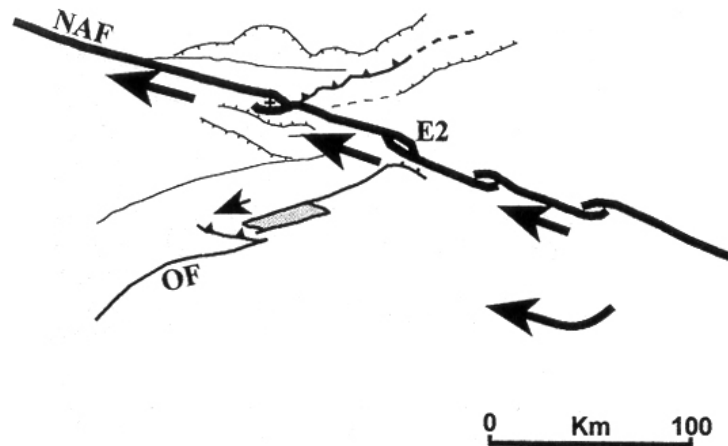


Abb. 9.2. Ausschnitt der dextralen, nordanatolischen Blattverschiebung (Türkei) mit rechts- und linkstretendem Übertritt von Teilsegmenten (aus CHOROWICZ ET AL. 1999)

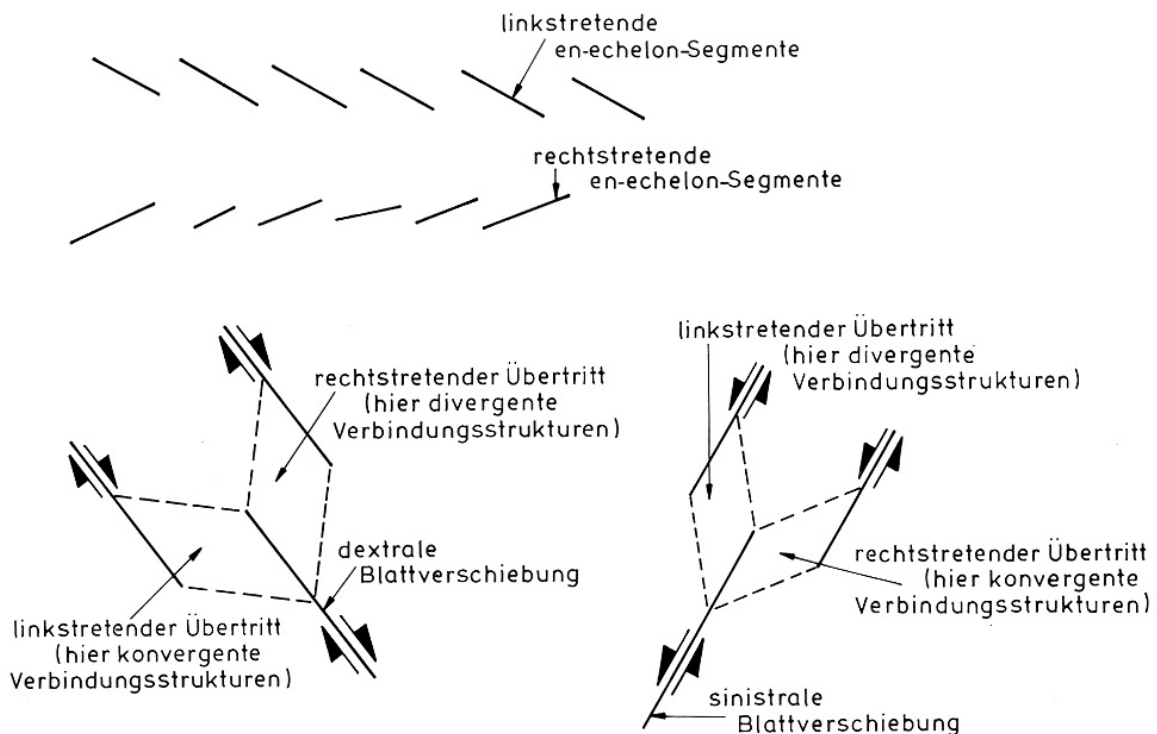


Abb. 9.3. Schema zur Nomenklatur divergenter und konvergenter Verbindungsstrukturen zwischen gestaffelt (*en échelon*) angeordneten rechts- und linkstretenden Blattverschiebungssegmenten (aus EISBACHER 1996)

In der Natur bestehen Lineamente zumeist nicht aus einer einzigen durchgehenden Störung sondern aus unterschiedlich langen, gestaffelt angeordneten, parallelen bzw. subparallelen Segmenten (*en échelon*) und ineinander übergehenden Teilstörungen mit insgesamt gleichem Bewegungssinn (Abb. 9.2). Beim fiedrigen Verspringen bzw. dem bajonettartigen Versetzen von Blatt- oder Seitenverschiebungen sind sowohl rechtstretende als auch linkstretende Übertritte möglich. Je nach Übertritt und Bewegungssinn (dextral oder sinistral) finden sich entlang eines Lineaments sowohl divergente, d.h. transtensive (linkstretend-sinistral oder rechtstretend-dextral) als auch konvergente, d.h. transpressive (linkstretend-dextral oder rechtstretend-sinistral) Spannungszustände (Abb. 9.3).

Zur Rekonstruktion der tektonischen Verhältnisse am Nordende des Altmorschener Grabens werden divergente, gestaffelt (*en echelon*) angeordnete Blattverschiebungen angenommen, die das präsalinare Basement durchsetzen und im darüberliegenden Salinar und Postsalinar eine Transtensionstektonik auslösen.

Die Lateralbewegungen des Präsalinars gelten als eigentliche Ursache der saxonischen Grabengenese.

9.2.2 Bewegungen im Zechsteinsalinar

9.2.2.1 Duktile Entkopplung

Der wichtigste Schritt der Genese duktiler pull apart-Strukturen ist die Transformation der Horizontalbewegungen des präsalinaren Basements in vertikale Abschiebungen und der eigentlichen Ausgestaltung eines Grabenbruchs bzw. eines *pull apart-basins* im Postsalinar. Diese Bewegungsumwandlung geschieht mittels einer mechanischen Entkopplung von Präsalinar und Postsalinar durch die duktilen Einheiten des Zechsteinsalinars.

Entsprechend den gestaffelt angeordneten, horizontalen Blattverschiebungen des Präsalinars herrscht im divergierenden Übertrittsbereich der Zustand der Transtension. Die direkt im Hangenden anschließenden Werrasulfate (A1) werden dabei sukzessive passiv auseinandergezogen. Wie bereits in Kapitel 7.9 angesprochen, erniedrigt sich dabei die horizontale Einspannung σ_3 synchron mit den Scherverschiebungen im Basement. Da die vertikale Auflast unverändert bleibt, erhöht sich die Differentialspannung ($\sigma_1 - \sigma_3$) soweit, dass die Fließfestigkeit der Sulfate überschritten wird und der A1 in den Spröd- Duktil-Übergangsbereich bzw. in den Duktilbereich überführt wird.

Einsetzende Kriech- bzw. Fließprozesse greifen weit über die Grenzen der basalen Blattverschiebungen hinaus und dünnen die inkompetenten Werra-Anhydrite aus. Die tektonische Mächtigkeitsreduktion des A1 geschieht durch einen quasi schichtparallelen bzw. nur wenige Grad einfallenden Abscherhorizont (*detachment*). Diese Abschiebung erfasst im Zuge weiterer Transtension die hangenden Serien des Zechsteinsalinars und durchtrennt den Ca2 und den Ca3 über Rampen sowie den A2 und die Oberen Letten entlang von Flachbahnen. Die materialbedingte Versteilung im Postsalinar verleiht der Verwerfung eine listrische, d.h. schaufelförmige Ausgestaltung.

Während sich zu Beginn der Taphrogenese der abgeschobene Werra-Anhydrit vorerst zu den Grabenrändern hin bewegt und anstaut, wandern in einem zweiten Schritt, parallel zu den Extensionsbewegungen des Postsalinars, Teile der fließfähigen A1-Sulfate unter Bildung eines kompressiven Falten- und Schuppenstapels in das Grabenzentrum ein.

9.2.3 Bewegungen im Postsalinar

Die subhorizontale, duktile Abscherung innerhalb des Zechsteinsalinars ermöglicht eine großräumige, von der Schwerkraft angetriebene Gleitung und Rotation des Postsalinars in Form einer antithetischen Flexur (Rollover) bzw. eines Halbgrabens. Aus dem Rollover entwickelt sich im Zuge kontinuierlicher Zerdehnung ein vollständiger saxonischer Grabenbruch mit randlichem, mehrere hundert Meter betragendem Vertikalversatz. Die listrischen Abschiebungen vereinigen sich an ihrer Basis mit dem Detachment und können mit Hilfe der nach HÖPPNER (1956) modifizierten Grabenordnung (Kap. 6.7) klassifiziert werden.

Der Schichtenverband des postsalinaren Rollovers, der sich aus unterschiedlich mächtigen kompetenten und inkompetenten Gesteinen aufbaut, erfährt eine extreme Extension. Durch Erhöhung der Differentialspannung finden auch innerhalb der mesozoischen Sulfatlager kriechende bzw. fließende Deformationen durch Übergang in den Duktilbereich statt. Ab einer Neigung der Rollover-Scholle von etwa 15° bis 25° löst sich im Bereich der duktil entkoppelten Evaporite des Oberen Buntsandsteins eine Gleitdecke ab und rückt in das sich öffnende Grabenzentrum vor. Auch die inkompetenten, mobilen Evaporitlager des Röts, des Mittleren Muschelkalks und des Gipskeupers sind für eine Entkopplung ausreichend mächtig und passen sich hinreichend schnell und bruchlos an die sich stetig ändernde

Bruchschollengeometrie an. Durch kontinuierliche Grabenextension können sich aus den allochthonen Gleitschollen infolge weiterer Zerdehnung und duktiler Entkopplung die allochthonen Triasschollen s.s. entwickeln. Diese vollständig separierten Schollen wandern entlang listrischer Abschiebungen in das Grabenzentrum und lagern letztlich diskordant unteren Einheiten des Zechsteinsalinars auf. Die jeweils kompetenten Gebirgsabschnitte aus Muschelkalk und Buntsandstein werden dabei vollständig voneinander getrennt. Zwischen den Störungen bzw. Teilstockwerken im postsalinaren Ober- und Unterbau bestehen häufig keine unmittelbaren Beziehungen mehr. Die Schollen führen ein Eigenleben mit einem individuellen tektonischen Beanspruchungsplan.

9.3 Interpretation ausgewählter Lagerungsverhältnisse im Sinne einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*- Struktur

Im folgenden werden die im Kapitel 6 beschriebenen, ungewöhnlichen und zum Teil einzigartigen tektonischen Verhältnisse des Gipssteinbruches Hundelshausen und einiger Explorationsbohrungen im Sinne einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*- Struktur interpretiert.

9.3.1 Gipssteinbruch Hundelshausen

Ungewöhnliche Schuttmassen

Das Nebeneinander und die Vielzahl unterschiedlicher Gesteinsbrocken aus dem Postsalinarstockwerk sowie die Anwesenheit kompetenter Blöcke aus höheren Salinarstockwerken (Ca₂), die dem Anhydrit der Werra-Folge aufliegen, werden als Reste der flachen Abscherbahn (*detachment*) eines Rollovers gedeutet.

Die ungewöhnlichen Schuttmassen (Kap. 4.5, 6.6.2.6 + 6.8.2.3) sind deshalb in der Tektonischen Karte als Reibungsteppich aus Brekzien, Kakiriten sowie Klein- und Mikroschollen bezeichnet. Der Übergang zu den allochthonen Triasschollen s.s. ist fließend.

A1-Brekzien

Die Bildung brekziierter Werra-Sulfate muss nicht allein auf synsedimentäre Rutschvorgänge zurückgeführt. Die Brekzierung könnte durchaus während der tektonischen Deformation im Spröd-Duktil-Übergangsbereich entstanden sein.

Scherbahnen

Die im Steinbruch erkannten Scherbahnen sind insgesamt flacher als 45°, in Rampen und Flachbahnen gegliedert, versteilen sich zum Top hin listrisch und enthalten stellenweise Gipsphacoide bzw. Scherlinge.

Die Ergebnisse aus den Bohrungen BK 66 und BK 65 (Anl. 4.3), in denen der A1 über den Schichten aus A2, A2T und Ca2 anzutreffen ist, legen in Kombination mit der Zunahme der A1- Mächtigkeit von etwa 155 m unterhalb des Gottesberges (BK 29) Überschiebungen in einem kompressiven Milieu nahe.

Die Scherbahnen werden deshalb als Überschiebungsbahnen gedeutet.

Faltenbau

Wie Tafel 1 zeigt, ist die vorgefundene Verfaltung im Steinbruch genetisch eng mit den Scherbahnen verknüpft. Der überwiegend nordvergente Faltenbau sowie die oben beschriebenen listrischen, südfallenden Scherbahnen fügen sich zum Bild einer intern komplex strukturierten, in Rampen und Flachbahnen gegliederten, duplexartigen Schuppenzone zusammen, deren Haupttransport aus südlicher Richtung erfolgt ist.

Synsedimentäre Verfaltungen (*slumping*) sind nicht vollständig auszuschließen aber eher von untergeordneter Bedeutung.

Zusätzliche Komplikationen in Form gekrümmter Faltenachsen können sich u.a. deshalb ergeben, weil der untersuchte Gipssteinbruch im Bereich der Grabenvereinigung von rheinischem Altmorschener und herzynischem Vollungs-Graben liegt.

Allochthone Bröckelschiefer-Schollen

Die ungewöhnliche Lage der Bröckelschiefer-Scholle inmitten der Werra-Sulfate lässt sich am zwanglosesten folgendermaßen erklären:

Bei den Bröckelschiefer- Resten handelt es sich um eine ehemalige extensionale Schuppe, die sich primär im basalen, quasi horizontalen Abscherbereich (*detachment*) im Liegenden eines Rollovers isolieren konnte. Im Anschluss an diese extensionale Phase wurde der Bröckelschiefer-Span in eine kompressive Schuppenstruktur innerhalb des Grabenzentrums eingebaut.

9.3.2 Bohrungen

BK 29 „Gottesberg“ (Anl. 4.1)

Hier ergibt sich zusammen mit den Kartielergebnissen das Bild einer flachen, horizontalen bzw. subhorizontalen Abschiebungsbahn (*detachment*) mit basalen, haselgebirgsartigen Brekzien, die eine isolierte, allochthone und sählig gelagerte Triasscholle s.s. aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk von unterschiedlich stark einfallenden, verfalteten und in im lokalen sowie regionalen Vergleich ungewöhnlich mächtigen Anhydriten der Werra-Folge (A1) trennt. Werden die in 155 m Teufe angetroffene Störungsbrekzie innerhalb des A1 in Analogie zu den Scherbahnen im 500 m ENE gelegenen Gipstagebau als flache Auf- bzw. Überschiebung interpretiert, so sind die liegenden 80 m A1 als (par-)autochthone und die hangenden 70 m als allochthone Sulfate einzustufen.

BK 36 (Anl. 4.2)

Eine allochthone (extensionale) Postsalinar-Scholle aus Unterem Buntsandstein liegt hier auf tektonisch denudiertem Zechsteinsalinar. Die innerhalb der Zechsteinserien von Bröckelschiefer durchsetzte Scherbahn fungiert als Überschiebung und trennt relativ autochthones Werra-Sulfat im Liegenden von einer allochthonen, aber kompressiven Zechsteinscholle (A1 + Ca2) im Hangenden. Analog zu den Lagerungsverhältnissen im Steinbruch Orth handelt es sich bei den Bröckelschieferresten um eine beim Abgleiten des Rollovers entstandene extensionale, Detachment-gebundene Schuppe. Durch anschließende bzw. gleichzeitige Ausgleichsbewegungen und Einströmen von duktilen Zechsteinserien in die Grabenzentren (z.T. auf den ehemals aktiven, basalen Abscherflächen des Rollovers) wurde die Bröckelschiefer-Scholle isoliert und in den nun kompressiven Überschiebungsbau involviert.

BK 65 (Anl. 4.3)

Der vorgefundene Gebirgsverband kann in Verbindung mit der geologischen Neuaufnahme folgendermaßen gegliedert werden: Die Schichten des Röt 1 sind Reste abgeschobener, allochthoner Schollen aus dem Postsalinar, die durch eine kataklastische Scherbahn (Detachment) getrennt, dem Zechsteinsalinar aufliegen. Während die Scholle aus Ca2, A2T und A2 als autochthone bzw. paraautochthone Zechstein bezeichnet werden kann, sind die erbohrten, im Hangenden und

Liegenden durch Scherbahnen umgebenen A1-Schichten allochthon und als Überschiebung oder sogar als Intrusion zu werten. Damit liegen in der BK 65 durch mehrere Meter breite Scherbahnen voneinander getrennt, extrem extensive auf extrem kompressiven Einheiten.

9.3.3 Fazit der Interpretation der Lagerungsverhältnisse

Die Lagerungsverhältnisse im Werra-Sulfat sind in Kombination mit den Erkenntnissen aus Explorationsbohrungen besser durch eine tektonische, d.h. duktile bzw. spröd-duktil Deformation zu erklären als rein synsedimentäre Lösungen. Insgesamt ergibt sich für die Lagerung des A1 rund um den Steinbruch eine in Rampen und Flachbahnen gegliederte kompressive Duplexstruktur, über der sich die extensionalen Bewegungen des Postsalinarstockwerks synchron abgelaufen sind.

10 Palinspastik der allochthonen Triasschollen

10.1 Methodik der Palinspastik

Als Palinspastik oder tektono-mechanische bzw. palinspastische Rekonstruktion bezeichnet man das Rückgängigmachen der tektonischen Bewegungen bis hin zum hypothetischen regionalen Ausgangszustand vor der Deformation. Dabei wird die heute vorliegende räumliche Verteilung der Gesteine und Strukturen als Resultat einzelner Deformationsereignisse schrittweise nachempfunden (EISBACHER 1996).

Wie bereits in Kapitel 9 vorgestellt, geht das für den Altmorschener Graben entwickelte tektono-mechanische Modell von antithetischen Flexuren bzw. Rollovern aus. In der Literatur werden unterschiedliche Ansätze zur palinspastischen Rekonstruktion von Rollover-Strukturen diskutiert (z.B. MEIER 1993, GIBBS 1984, DULA 1991, NUNNS 1991). Ein großer Teil der Anregungen entstammt Publikationen über die Lagerstättenexploration von Erdöl und Erdgas.

Das theoretische Prinzip der Rekonstruktion einer Rollover- bzw. *pull apart*-Struktur liegt im gegenseitigen Ausgleich von Abscherbetrag, Abschertiefe und der entstandenen Hohlform mit Hilfe von schematischen Distanz- und Volumenbeziehungen (Abb. 10.1).

Das volumenkonstante Rekonstruieren wird dabei durch verschiedene Faktoren erschwert. So kann sich z.B. der Deformationsmechanismus der Schollenrotation

durch das unterschiedliche Verhalten von kompetenten, weniger kompetenten und duktilen Schichteinheiten innerhalb der Rollover-Schollen ändern. Während die mächtigeren, spröden Sand- und Kalksteinlagen syn- und antithetisch zerbrechen, können die Wechsellagerungen aus Sandstein/Tonstein oder Kalkstein/Mergelstein eine einfache Scherung durch schichtparallele Gleitung erfahren. Die Hauptdeformation der reinen Schluff- und Tonsteine sowie der Evaporite geschieht wahrscheinlich durch schichtinterne Scherung und Streckung (MEIER 1993, NUNNS 1991).

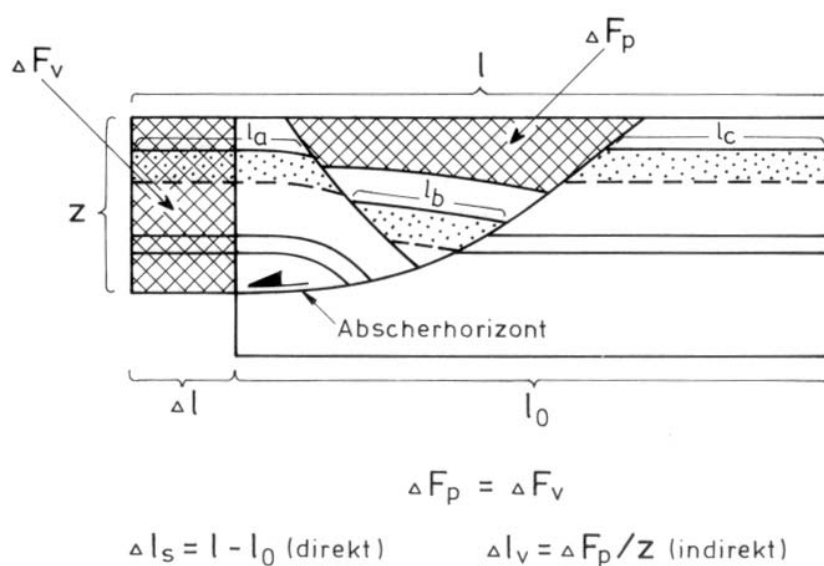


Abb. 10.1. Schematische Distanz- und Volumenbeziehung zur tektono-mechanischen Rekonstruktion im Extensionsregime (aus EISBACHER 1996)

Das gesamte Ausmaß der Extension im Gelände ist schwer abzuschätzen, da ein großer Teil der syn- und antithetischen Abschiebungen nur geringe Versatzbeträge aufweisen (MEIER 1993) und sich deshalb der Kartierbarkeit entziehen. Zusätzlich wird die palinspastische Rekonstruktion durch chaotische Fließvorgänge und Ausgleichsbewegungen vor allem der Zechsteinsulfate sowie durch das relative Eigenleben der Gleitschollen und allochthonen Triasschollen s.s. kompliziert.

Die von MEIER (1993) beschriebenen Mächtigkeitsverringerungen im Hangenden der Hauptabschiebung konnten im Gelände heute nicht mehr beobachtet werden. Insgesamt führt die tektonische Auflockerung der Rollover-Scholle, die sich in der Erhöhung des allgemeinen Durchtrennungsgrades der bereits vorhandenen Klüfte sowie der Abnahme der Gebirgswichte äußert, zu einer Volumenvergrößerung, die ebenfalls die Rekonstruktion beeinflusst. Letztlich sind auch die atektonischen, d.h.

subrosiven Schichtenverstellungen bzw. –verformungen in ihrer Auswirkung schwer abschätzbar. Sie prägen und verändern die Lagerungsverhältnisse noch heute.

Wegen der aufgeführten Unsicherheiten stellen die vorliegenden tektono-mechanischen Rekonstruktionen bzw. Palinspastiken zwangsläufig ein stark vereinfachtes Modell dar, bieten aber eine akzeptable Erklärung für die im Gelände vorgefundenen Lagerungsverhältnisse.

Als Grundlage für die durchgeführte Palinspastik wurde der westliche Teil des Profilschnittes der Tektonischen Karte (Anl. 3 IV) gewählt, der senkrecht zur Grabenachse angelegt ist und die Strukturen am Nordende des rheinisch streichenden Altmorschener Grabens vollständig erfasst. Die einzelnen Schritte sind auf den Anlagen 6 und 7 dargestellt und im Kapitel 10.2 beschrieben. Anfänglich wurde die Verkipfung des Basements sowie die Erosion und untergeordnet Subrosion von Salinar und Postsalinar rückgängig gemacht. Damit konnte das Finalstadium der eigentlichen Grabenbildung rekonstruiert werden. Als Nächstes wurde die erreichte Extension als zweidimensionales, d.h. flächenbezogenes Volumen ermittelt. Überschläglich wurde davon sekundär, d.h. tektonisch verdickter Zechstein im Grabenzentrum abgezogen. Um den hypothetischen, horizontalen, präjungkimmerischen Ausgangszustand vor der Jura/Kreide-Wende wieder herzustellen, wurden in den folgenden Schritten unter Beachtung der Volumenkonstanz die Schollen zurückrotiert, der eindringende Zechstein sukzessive reduziert und die entstandenen Brüche rückgängig gemacht.

Die Differenz zwischen der im Profilschnitt erkennbaren Hohlform und der angegebenen Extension kann maximal 20% erreichen.

Die bei Scherbewegungen entstehenden, unterschiedlich mächtigen tektonischen Brekzien bzw. Kataklasten (im Gelände und in zahlreichen Bohrungen nachgewiesen) sind in den tektono-mechanischen Rekonstruktionen der Anl. 6 und 7 nicht dargestellt.

Da eine synkinematische, sedimentäre Verfüllung der Hessischen Gräben bisher nicht bekannt ist, wurde die Extensionsstruktur mit jeweils stabilen, d.h. standfesten Böschungsgeometrien rekonstruiert.

10.2 Tektono-mechanisches Modell einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*-Struktur

10.2.1 Palinspastik mit besonderer Berücksichtigung des Postsalinars und der räumlichen Grabenausdehnung

Ausgehend vom hypothetischen Ausgangsstadium bis zum Finalstadium inklusive der heutigen Situation nach Verkippung und Erosion wurden 12 Profilschnitte im Maßstab 1:30.000 erstellt, die die jeweiligen Extensionsschritte sowie die dadurch ausgelösten Bewegungen am Nordende des Altmorschener Grabens verdeutlichen sollen (Anl. 6).

Zu jedem Extensionsschritt existiert ein Transtensionspiktogramm im Maßstab 1:200.000. Die skizzenartige Aufsicht zeigt den sich öffnenden, linkstretenden Übertritt zweier *en echelon*-artig versetzter, sinistraler Scherbrüche im Basement sowie die ungefähre Lage, Form und räumliche Ausdehnung der sich entwickelnden Grabenbruchstruktur im Postsalinar. Diese rheinisch streichenden Blattverschiebungen im Liegenden des Zechsteinsalinars sind der eigentliche Motor und Auslöser der *pull apart*-Struktur im Hangenden. In das Piktogramm ist außerdem die Lage des nebenstehenden Profilschnitts AB und die Nordrichtung eingetragen. Der Zechstein ohne Ca1 und Bröckelschiefer ist als einheitliche duktile Schicht zusammengefasst.

Die einzelnen Profilschnitte sind den analogen Schermodellen und Sandboxversuchen nachvollzogen (Kap. 8) und enthalten Angaben über die jeweilige Extension (Ex), Transtension (Tt), maximale Grabenbreite ($Gw_{(max)}$) und maximaler vertikaler Versatz im Postsalinar ($Gv_{(max)}$).

Dabei gibt die Extension (Ex) die Ausdehnung im Salinar und im Postsalinar der *pull apart*-Struktur an. Die maximale Grabenbreite ($Gw_{(max)}$) wird senkrecht zur Grabenlängserstreckung gemessen. Der maximale Vertikalversatz ($Gv_{(max)}$) gibt den Höhenunterschied zwischen dem unbeeinflussten, randlichen Horst- bzw. Hochschollen und der am tiefsten abgesenkten triassischen Grabenscholle an.

Als Transtension (Tt) ist der horizontale Versatz der beiden linkstretenden, *en-echelon* Segmente der Blattverschiebung im Basement definiert. Er liegt im Bewegungsbetrag immer höher als die Extension (Ex). Während sich die Extensionsangabe (Ex) auf die tatsächlich nachweisbare, im Profilschnitt erkennbare Hohlform bezieht, beruht der Zahlenwert der Transtension auf Ergebnissen analoger

Sandbox-Scherversuche (SIMS ET AL. 1999) und ist damit spekulativ. Die Nummerierung der Brüche erfolgte nach dem relativen Zeitpunkt ihrer Bildung.

Profilschnitt 1 (Anl. 6)

Der Profilschnitt 1 stellt die präkimmerische Ausgangssituation an der Wende Jura/Kreide dar. Vom Zechstein bis zum Unteren und vielleicht sogar Mittleren Jura lagerten sich mehr oder weniger konkordant weit über 1250 m Sedimente bzw. Sedimentgesteine ab. Tiefkrustale, horizontale Schubbeanspruchung (NAUMANN & PRINZ 1989, GREINER 1976), führte im Bereich des rheinisch streichenden Altmorschener Grabens zu einer Blattverschiebung. Im Detail erfolgt die Ausbreitung der lineamentären Blattverschiebungen durch Verbindung mehrerer, gestaffelt angeordneter (*en echelon*) Scherbruchsegmente (s. Abb. 9.3). Entlang einer der SSW-NNE streichenden linkstretend sinistralen *en echelon* Scherverschiebungen setzt Transtensionstektonik ein.

Profilschnitt 2 (Anl. 6)

Die Transtension führt zu einer relativen Erhöhung der Differentialspannung, welche die Fließfestigkeit im Zechsteinsalinar herabsetzt und die Sulfate und evtl. vorhandenen Chloride mobilisiert. Die Scherbruchbewegungen bzw. versetzten Blattverschiebungen des Basements pausen sich zunächst nicht bis an die Erdoberfläche durch, sondern werden durch duktil reagierende Zechsteinserien mechanisch entkoppelt. Dabei werden die duktilen Einheiten teilweise mit dem Präsalinar mitgezogen, dünnen durch mehr oder weniger schichtparallele Abschiebungen (*detachments*) aus und werden zu den Seiten außerhalb des Transtensionsregimes angestaut. Über der divergenten Verbindungsstruktur des Basements entwickelt sich durch die Volumenabnahme im Zechstein an der Erdoberfläche eine synthetische Flexur mit einem breiten und spitz zulaufenden, rhombenförmigen aber noch bruchlosen Becken. Die Flexur geht in eine listrische Abschiebung über, die als Detachment im unteren Zechsteinsalinar endet. Erstmals treten Unterer Buntsandstein mit Zechstein in einen tektonischen Kontakt.

Profilschnitt 3 (Anl. 6)

Nach einer Extension von 100 m hat sich die Synform bruchhaft zum Halbgraben weiter entwickelt. Das rhombenförmige Becken vergrößert sich, wobei die Hauptabschiebung (1) jetzt das Postsalinar durchschlagen hat. Horizontale

Scherbewegungen im Detachment bewirken tektonische Erosion und dünnen den hangenden Bröckelschiefer und Unteren Buntsandstein aus.

Profilschnitt 4 (Anl. 6)

Im Zuge progressiver Extension kommt es zur Anlage einer etwa 60° steilen, rückschreitenden, synthetischen Zweigabschiebung (2), welche die Bildung einer synthetischen Kippscholle im Hangenden der Hauptabschiebung (1) begünstigt. Die Grabenbreite und der vertikale Versatz des rhombischen Beckens nehmen zu.

Profilschnitt 5 (Anl. 6)

Durch weitere 200 m Extension reißt die synthetische Zweigabschiebung (2) vollständig durch und manifestiert die o.g. Kippscholle. Gleichzeitig endet die aktive Rolle der 1. Hauptabschiebung; sie bleibt trotz kontinuierlicher Dehnbewegung im Untergrund blockiert. Während die weitere Abschiebungstektonik an Verwerfung (2) abläuft, entwickelt sich eine flach-listrische, etwa 30° bis 40° geneigte antithetische Zweigabschiebung (3), die sich in Höhe des Oberen Buntsandsteins (Rötsalinar) mit (2) vereinigt.

Profilschnitt 6 (Anl. 6)

Nach etwa 600 m Extension hat sich das Rollover als antithetische Flexur über dem basalen Abscherhorizont (Detachment) vollständig ausgebildet. Erstmals kommt Mittlerer Buntsandstein mit duktilem Zechstein in Berührung. Einhergehend mit der sukzessiven Rotation des Rollovers versteilt sich die flache antithetische Zweigabschiebung (3) zunehmend, entkoppelt mechanisch im Rötsalinar und reißt bis zur Erdoberfläche durch. Die *pull apart*-Struktur wird damit zum echten Graben, in dem neben einer Kippscholle nun auch eine eigenständige Gleitscholle aus Röt, Muschelkalk, Keuper und Jura existiert.

Profilschnitt 7 (Anl. 6)

Während die horizontalen Abscherbewegungen des Detachments von den aktiven Zweigstörungen (2) und (3) im Postsalinar zu Abschiebungen transformiert werden, beginnt als Ausgleichsbewegung duktiler, ehemals seitlich angestauter Zechstein beidseitig in das Zentrum der Extensionsstruktur einzuwandern. Während die Gleitscholle immer tiefer abrutscht und in den Graben einrückt, wird die Basis der synthetischen Kippscholle durch den Massestrom im Zechstein sukzessive

tektonisch erodiert. Das abgescherte Material aus Unterem Buntsandstein wird als tektonische Reibungsbrekzie am Top des Zechsteins in Richtung Grabenzentrum transportiert.

Profilschnitt 8 (Anl. 6)

Die kontinuierliche Öffnung der duktilen *pull apart*-Struktur (etwa 900 m Extension) lässt die Gleitscholle weiter einrücken, sodass ihre Rötbasis erstmals tektonischen Kontakt zum Zechsteinsalinar erhält. Die Gleitscholle wird vom Rollover abgekoppelt. Durch verstärkte Abschiebungsbewegung an Verwerfung (3) beginnt eine synthetische Rotation. Die Erosion an der Basis der Kippscholle dauert fort und führt ebenfalls zu einer leichten, synthetischen Rotation.

Profilschnitt 9 (Anl. 6)

Der saxonische Grabenbruch ist bereits über die Grenzen der im Präsalinar erkennbaren Blattverschiebungen hinausgewachsen. Die Abschiebung im Postsalinar läuft nun vollständig über die antithetische Verwerfung (3), wodurch die Gleitscholle kontinuierlich synthetisch rotiert. Die synthetische Zweigabschiebung (2) ist blockiert. Da das entstehende Hohlvolumen durch einwandernde duktile Zechsteinserien nicht vollständig ausgeglichen wird, werden jüngere, syn- und antithetische Zweigabschiebungen (4,5) innerhalb der Gleitscholle angelegt.

Profilschnitt 10 (Anl. 6)

Nach einer Extension von 1400 m haben sich die jüngeren, listrischen, syn- und antithetischen Zweigabschiebungen (4,5) weiter entwickelt und zerdehnen die zentrale Gleitscholle. Die tektonische Erosion und Rotation der Kippscholle geht kontinuierlich mit der Einwanderung duktilen Zechsteins einher. Im Hangenden der antithetischen Zweigabschiebung (4) entwickelt sich durch synthetische Rotation ein weiteres, zentrales Rollover. In der oberen Hälfte dieser Flexur wird eine weitere synthetische Abschiebung (6) angelegt, die sich auf Höhe des Mittleren Muschelkalks mit (4) vereinigt.

Profilschnitt 11 (Anl. 6)

Dieser Profilschnitt stellt das finale Stadium der jungkimmerischen Scherbewegungen im Basement und damit das Ende der saxonischen Grabenentwicklung dar. Die vorausgegangenen 200 m Dehnung aktivierten das zentrale Rollover sowie

die Zweigabschiebungen (6) und (7). Wegen der duktilen Eigenschaften des Salinars im Mittleren Muschelkalk kann sich eine weitere, zentrale Gleitscholle aus Mittlerem und Oberem Muschelkalk, Keuper und Jura über einer listrischen, flachen Abschiebung (6) vom zentralen Rollover mechanisch entkoppeln. Durch fortlaufende Extension rutscht diese zentrale Gleitscholle auf liegendem Zechstein ab und bleibt fortan als allochthone Triasscholle s.s. liegen. Diese zweite duktile Entkopplung verschafft den direkten tektonischen Kontakt von Zechsteinsalinar mit Gebirgsschollen aus Unterem, Mittlerem und Oberem Muschelkalk. Der mehrfach duktil entkoppelte *pull apart*-Komplex erreicht seine endgültige Ausformung.

Die an auskartierbaren Abschiebungen gemessene Grabenbreite liegt bei etwa 3150 m. Der maximale vertikale Versatz beträgt rein rechnerisch rund 1000 m, die horizontale Extension etwa 1600 m.

Das Abschätzen der für die Grabenbildung wirksamen Transtensionsbewegung zwischen den gestaffelt angeordneten Blattverschiebungen kann nur deduktiv durch Umrechnen unter Zuhilfenahme von Vorgaben der analogen Modelle erfolgen und erscheint mit ca. 1800 m relativ gering. Werden die Scherbox-Versuche von SIMS ET AL. (1999) auf die natürlich vorgefundenen Gegebenheiten übertragen, so kann man von etwa 2000 bis 4000 m relativer Scherbewegungen entlang der *strike slips* im Basement ausgehen.

Für den Profilschnitt 11 wurde eine tektonische Schollengliederung erarbeitet und nebenan dargestellt. Die Legende für die Namensgebung und Färbung ist der Tektonischen Karte (Anlage 3 III, IV) zu entnehmen. Dabei verstärkt sich die Farbintensität von hellgelb (Horst- bzw. Hochscholle) über dunkelgelb (Rollover), hellorange (Kippscholle), dunkelorange (Gleitscholle) zu lila (allochthone Triasschollen s.s.). Diese Farbänderung soll der Zunahme der Extension, Rotation, Verkippung und Eigenständigkeit Rechnung tragen.

Profilschnitt 12 (Anl. 6)

Der Profilschnitt 12 gibt den heutigen Zustand am Nordende des Altmorschener Grabens wieder. Zwischen dem Finalstadium der saxonischen Taphrogenese und heute liegen etwa 140 Millionen Jahre, in denen der Gesteinsverband am Rande des Unterwerrasattels eine Verkippung, Heraushebung und Denudation erfahren hat. Im Zuge der jungtertiären Hebung sowie der quartären Morphogenese wurden die

allochthonen Triasschollen herauspräpariert und liegen heute als isolierte Klippen bestimmten Schichteinheiten der Werra- und Staßfurtserie auf.

Die Zeichnung nebenan gibt die Lagerungsverhältnisse als Schollengliederung wieder.

10.2.2 Synoptische Palinspastik der tektonischen Verhältnisse im Gipssteinbruch Hundelshausen sowie der Bohrungen BK 29 und BK 66

Ausgehend von der modellhaften Grabenentwicklung in Kap. 10.2.1 wurden für den Gipssteinbruch Hundelshausen und die unmittelbare Umgebung vom hypothetischen, horizontalen Ausgangsstadium bis zum Finalstadium 9 Profilschnitte im Maßstab 1:30.000 erstellt (Anl. 7). Es handelt sich um eine synoptische Palinspastik, bei der die scheinbar widersprüchlichen Lagerungsverhältnisse im Gipssteinbruch sowie der Explorationsbohrungen BK 29 (Anl. 4.1) und BK 66 (Anl. 4.3) einbezogen wurden, wobei die Bohrungen *in natura* allerdings etwa jeweils 500 m voneinander entfernt in Grabenlängsrichtung liegen. Die nach jedem Extensionsschritt eingetretenen Bewegungen im Zechstein-Salinar werden der besseren Übersichtlichkeit halber jeweils in einer Ellipse vergrößert dargestellt.

Im Unterschied zur vorhergehenden tektono-mechanischen Rekonstruktion des Altmorschener Grabens (Anl. 6) wird hier das Finalstadium ohne die Bildung einer Kippscholle früher erreicht. Die im Kap. 10.1 dargelegten Voraussetzungen und Vorgänge gelten auch für die folgende synoptische Rekonstruktion der Deformationsvorgänge.

Profilschnitte 1 und 2 (Anl. 7)

Zu Beginn der saxonischen Transtensionstektonik entwickelt sich über duktil entkoppeltem Zechstein eine listrische Abschiebung. Der Übergang von dem etwa 60° steilen Abschiebungssegment im Postsalinar zum Detachment, einer flachen Abscherbahn im Zechsteinsalinar, ist durch Rampen und Flachbahnen gegliedert.

Während die inkompetenten Oberen und Unteren Letten sowie der Werra-Anhydrit (A1) als Flachbahnen fungieren, dienen die kompetenten und spröden Karbonate der Staßfurt (Ca2)- und der Leine-Serie (Ca3) als Rampen. Durch Kompetenzwechsel in Gestalt von möglichen Steinsalzlagen (Na1) (Kap. 4.1.3.2.7) oder Sulfat/Dolomit-Wechsellagen innerhalb des Werra-Anhydrits bildet sich eine weitere, intraformationale A1-Rampe aus. Die horizontalen Bewegungen des Detachments laufen im Werra-Sulfat in einiger Entfernung von den Grabenschultern aus.

Profilschnitt 3 (Anl. 7)

Nach einer Extension von 300 m hat sich über der listrischen Hauptabschiebung eine antithetische Flexur (Rollover) und damit ein Halbgraben gebildet. Der tektonische Kontakt zwischen dem Unteren Buntsandstein und dem Zechstein hat sich bereits entwickelt.

Profilschnitt 4 (Anl. 7)

Während sich die Gleitscholle im Rötsalinar entkoppelt und verselbständigt, wandert das Rollover kontinuierlich über die Rampen und Flachbahnen der Zechsteinserien hinweg. Über der intraformationalen Rampe des Werra-Sulfats schert eine einige Zehnermeter lange und mächtige Scholle aus den Schichten des Bröckelschiefers ab und bildet eine extensionale Schuppe. Solche extensionalen Schuppenstrukturen werden u. a. von PARK (1997) und TWISS & MOORES (1992) beschrieben. Das Hangende der Bröckelschiefer-Scholle fungiert nun als Teil des großen Detachments, über das die horizontale Abscherbewegung läuft.

Profilschnitt 5 (Anl. 7)

Nach etwa 600 m Extension ist das Rollover mit seiner basalen Abscherbahn vollständig über die extensionale Schuppe hinweggeglitten. Diese aus Sand- und Ton/Schluffsteinen bestehende tektonische Linse gilt bereits als allochthone Bröckelschieferscholle und ist Teil des Reibungsteppichs aus Brekzien, Kakiriten und Kleinstschollen (Kap.6.8.2.3).

Profilschnitt 6 (Anl. 7)

Als Ausgleichsbewegungen zu den Abschiebungen und Auflastverringern des Postsalinars beginnen duktile Zechsteinevaporite, die sich vor allem im Hinterland am Rand der Grabenentwicklung und direkt im Liegenden des Rollovers angestaut haben, über die liegenden Zechsteinschichten aufzudringen. Dieser Anstau wurde innerhalb der Profilschnitte nicht dargestellt. Synchron zu den Abscherbewegungen werden vor allem die Sulfate des A1 in das Zentrum der *pull apart*-Struktur eingepresst, so dass es zur Anlage einer ersten Überschiebungsbahn kommt. Während im Profilschnitt die schwarzen Pfeile die Richtung der Haupt- und Nebenabschiebungen angeben, zeigen die roten Pfeile die Richtung der

kompressiven Gegenbewegung an. Der Einfachheit halber wurde auf ein beidseitiges Einwandern bzw. Einströmen der duktilen Zechsteingipse verzichtet.

Profilschnitt 7 (Anl. 7)

Parallel zur Dehnungstektonik im Postsalinar herrscht im salinaren Zechstein-Stockwerk Kompressionstektonik. Die im Profilschnitt 6 angelegte Überschiebung durchschert die aktive Flachbahn aus Hauptdolomit (Ca₂) und Oberen Letten und führt zu einer Schichtwiederholung von Ca₂ und A1. Diese Schichtwiederholung wurde in der BK 66 (Anl. 4.3) angetroffen. Die Hauptabschiebung läuft über das Hangende der kompressiven Schuppenstruktur weiter. Eine zweite, rückschreitende Überschiebungsbahn wird im A1 angelegt.

Profilschnitt 8 (Anl. 7)

Diese sekundäre, nachfolgende Überschiebung bildet z.T. durch Schleppung entstandene, vergente und z.T. überkippte A1-Falten mit durchgescherten Kurzschenkeln, wie sie im Gipssteinbruch Orth zu erkennen sind (Taf. 1). Gleichzeitig mit der Anlage der allochthonen Triasschollen s.s. im Postsalinar-Stockwerk führt die Kompression zur Auffächerung und Anlage weiterer, rückschreitender Überschiebungsbahnen im Werra-Sulfat des Salinar-Stockwerks.

Profilschnitt 9 (Anl. 7)

Mit einer Extension von ca. 1400 m ist der Endzustand der modellhaften Grabenentwicklung erreicht. Die im Profilschnitt 8 angelegten Überschiebungen im Salinar fächern auf und nutzen die Scherbahn der ehemaligen Hauptabschiebung nun kompressiv. Durch diese Bewegungsumkehr wird die ehemalige, unter Extensionsbedingungen generierte Bröckelschiefer-Scholle isoliert und in die komplex strukturierte, kompressive Schuppenstruktur eingebaut. Dabei wird die allochthone Bröckelschiefer-Scholle zerschert und in linsenförmige Teilschollen in der Überschiebungsbahn verteilt. Da sowohl die Basis als auch die Obergrenze der Schuppenzone von bedeutenden Scherflächen begrenzt wird, kann dieser Schuppenbau als Duplex-Struktur, genauer als *Hinterland-Dipping-Duplex* (Twiss & Moores 1992) bezeichnet werden.

Teile des von der Bewegungsumkehr betroffenen ehemaligen Detachments bzw. der anfänglichen horizontalen Abscherbahn finden sich im Gipssteinbruch von Hundelshausen wieder. Es sind die Scherlinge und Schubspäne aus grauen,

sandigen und tonigen, roten Fragmenten aus Bröckelschiefer, die entlang einer Überschiebungsbahn ausgehalten werden können (Kap. 6.6.2.2; Taf. 1+2).

Das Endstadium der synoptischen Palinspastik spiegelt die Lagerungsverhältnisse im Gipssteinbruch und insgesamt im Arbeitsgebiet wider. Nach veränderter Blickrichtung wurden in die Vergrößerung des Profilschnitts 9 die Lage der darunter angeordneten Fotomontage der östlichen Tagebauwand des Gipssteinbruchs (Tafel 1) und die schematische Lage der Bohrungen BK 29 (Anl. 4.1) und BK 66 (Anl. 4.3) eingezeichnet.

Die Zusammenschau zeigt das gleichzeitige Vorkommen von stockwerksabhängigen extensiven und kompressiven Bewegungen: Während sich als Ausdruck höchster Extension im Postsalinar die allochthonen Triasschollen s.s. ausbilden können, entwickelt sich im Salinar-Stockwerk ein kompressiver *Hinterland-Dipping-Duplex* mit tektonisch verdicktem, z.T. intrusivem Werra-Sulfat. Die primären Blattverschiebungen im präsalinaren Stockwerk lassen sich bisher nicht eindeutig nachweisen. Ihre Existenz dürfte aber als sicher gelten.

11 Geodynamische Interpretation saxonischer Gräben (Hessische Senke)

11.1 Großtektonisches Spannungsfeld

Bereits HOLZAPFEL (1998) bemerkt, dass eine absolute Alterseinstufung der Tektonik des Arbeitsgebietes und dessen engerem Umfeld nicht möglich erscheint, da jungmesozoische Schichten fehlen und das Tertiär nur lückenhaft verbreitet ist. So wird auf den zeitlich fassbaren tektonischen Werdegang benachbarter Großstrukturen, wie z.B. dem Niedersächsischen Becken zurückgegriffen.

Obwohl BALDSCHUHN, FRISCH & KOCKEL (1989) Horizontalbewegung im nordhessischen und südniedersächsischen Untergrund weitgehend ausschließen, führen BETZ ET AL. (1987) und ZIEGLER (1982) die Dilatation Mitteleuropas im Oberen Jura auf reaktivierte, permokarbonische Bruchsysteme zurück, die in Folge des Riftings im Nordatlantik-, Nordsee- und Alpenraum beim Auseinanderbrechen von Pangäa ein *divergent wrenching* vollzogen haben. In diese Phase fällt die Anlage und Ausbildung der saxonischen Grabenbrüche innerhalb der Hessischen Senke.

Die Umorientierung des Stressfeldes mit anschließender Hebung (Inversion) in der Oberkreide bis ins Alttertiär verlief synchron mit der Alpenorogenese und wird von BETZ ET AL. (1987) als Folge von *intraplate compressional stress* mit *sinistral convergent wrenching* gedeutet. Diese Inversionstektonik führte zu einer polyphasen Aufpressung herzynischer Leistenschollen (DROZDZEWSKI 1988). Hierunter fallen z.B. der Harz, der Thüringer Wald und der Unterwerra-Grauwackensattel. Eine Zusammenstellung der wechselnden Stressfelder des Niedersächsischen Beckens zeigt Abb. 11.1.

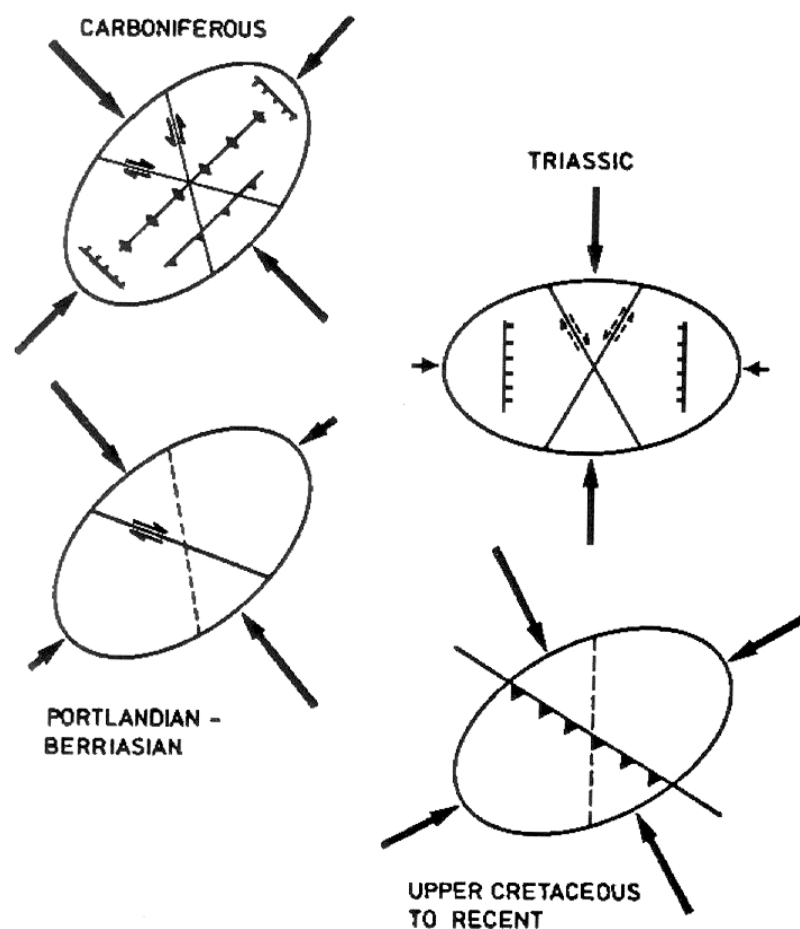


Abb. 11.1. Stressfelder im Niedersächsischen Becken (aus BETZ ET AL. 1987)

Insgesamt scheint für die tektonische Ausgestaltung der Hessischen Senke eine Vergitterung vorwiegend lineamentärer, herzynisch und rheinisch streichender Blatt- bzw. Seitenverschiebungen mit wechselnd beanspruchten, vorwiegend horizontalen Scherbewegungen ursächlich gewesen zu sein.

11.2 Konjugierte Riedelscherbrüche als Motor für die isochrone und gleichberechtigte Genese rheinischer und herzynischer Grabenbrüche

Das tektono-mechanische Modell einer mehrfach duktil entkoppelten pull apart-Struktur, das im Kapitel 9 beispielhaft für das Nordende des Altmorschener Grabens skizziert wurden, kann innerhalb der Hessischen Senke sowohl für rheinische als auch für herzynische saxonische Grabenbrüche angewendet werden.

Aus dem Arbeitsgebiet und aus anderen Regionen der Hessischen Senke sind Vereinigungen von herzynischen und rheinischen Gräben bekannt (Kap. 6.8.3.6). Die Grabenvereinigungen lassen auf eine isochrone und gleichberechtigte Bildung beider Bruchsysteme schließen.

Sowohl die Isochronie der Vereinigungen als auch die Richtungskonstanz der saxonischen Gräben innerhalb der Hessischen Senke können durch Vergleiche mit der Bruchentwicklung in einem analogen *simple shear*- Versuch an Tonproben (TWISS & MOORES 1992) eine befriedigende Erklärung finden (Abb. 11.2).

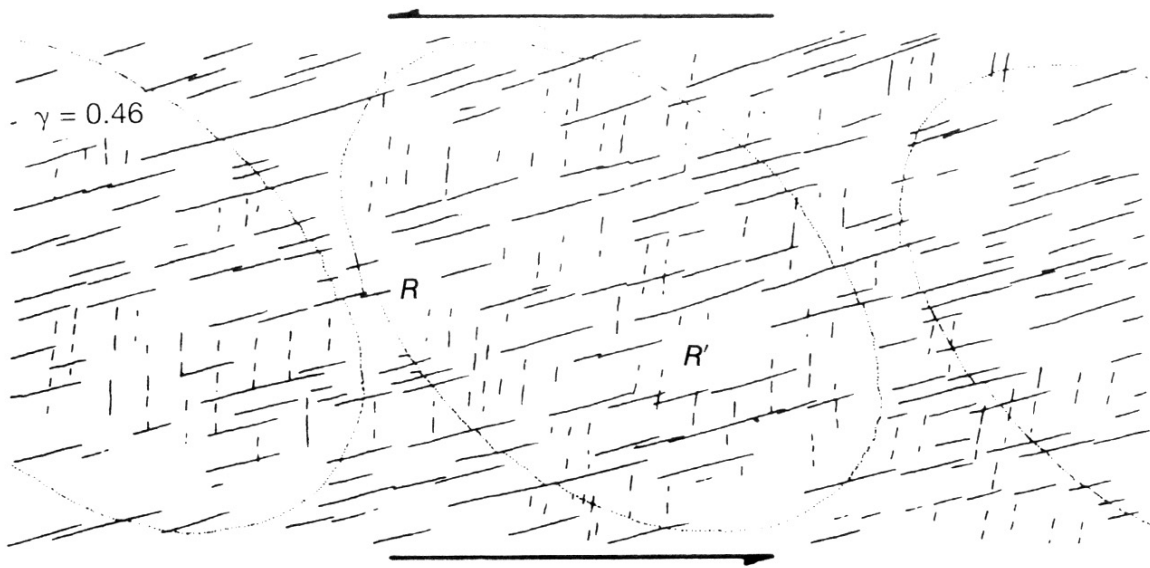


Abb. 11.2. *Simple shear*- Experiment einer Tonprobe mit konjugierten synthetischen (R) und antithetischen (R') Riedelbrüchen (aus TWISS & MOORES 1992)

Bei *simple shear*- Experimenten entstehen konjugierte Scherbrüche mit definierten Winkelbeziehungen (Abb. 11.3). Sowohl die synthetischen Riedelbrüche (R) als auch die antithetischen Riedelbrüche (R') bilden mit der Hauptnormalspannung σ_1 einen Winkel von jeweils 30° .

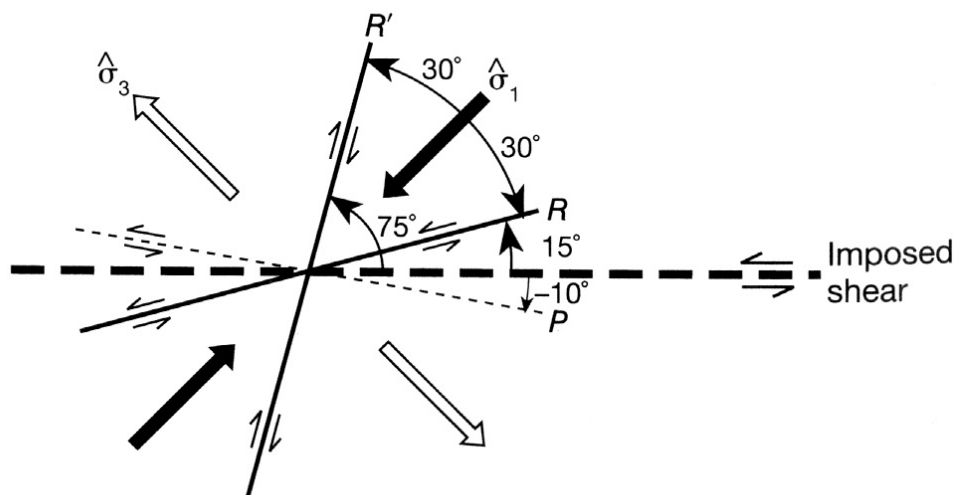


Abb. 11.3. Vereinfachte Bruch- und Winkelbeziehungen beim *simple shear*-Versuch (aus TWISS & MOORES 1992)

Die synchron angelegten, konjugierten Scherbrüche bauen sich aus parallelen, gestaffelt (*en échelon*) angeordneten Teilsegmenten bzw. subparallelen Scharen mit sowohl rechtstretendem als auch linkstretendem Übertritt auf und durchsetzen sich nicht direkt. Je nach Bewegungssinn herrscht im Bereich der Übertritte entweder Transpression oder Transtension (z.B. WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. 1986).

Werden diese im Schermodell erhaltenen konjugierten Riedelbrüche (R und R') auf die Verhältnisse der Hessischen Senke übertragen, so sind folgende Bruchwinkelbeziehungen mit korrespondierendem Paläospannungsfeld ableitbar (Taf. 9):

Nach PRINZ (1988) sowie BETZ ET AL. (1987) ist während der jungkimmerischen Phase der saxonischen Tektonogenese von tiefkrustalen, horizontal wirkenden Schubspannungen auszugehen, die wahrscheinlich aus dem Nordsee-Spreading resultieren. Der mitteleuropäische Raum wurde dadurch in etwa N-S Richtung (345° - 165°) eingespannt und relativ dazu in E-W Richtung (255° - 75°) gedehnt. Mit einsetzendem *simple shear* entstanden auch im Raum der Hessischen Senke Blattverschiebungen im Sinne konjugierter Riedelbrüche. Es bildeten sich, falls nicht bereits vorhanden, Scharen synthetischer Riedelbrüche (R) in Form rheinischer (Streichen: etwa 20° bzw. 200°) sowie antithetischer Riedelbrüche (R') in Form herzynischer (Streichen: etwa 135° bzw. 315°) Lineamente aus. Diese lineamentären Blattverschiebungen bestehen aus unterschiedlich langen, parallelen bzw. subparallelen Teilsegmenten mit rechtstretendem und linkstretendem Übertritt.

Die für die Grabenbildung relevante Transtension entsteht entlang des sinistralen, rheinischen Systems (R) durch linkstretenden Übertritt und entlang des dextralen, herzynischen Systems (R') durch rechtstretenden Übertritt. Über den transtensiven Übertrittszonen entstehen durch mechanische Entkopplung im duktilen Zechstein typische *pull apart*-Strukturen, die sich weit über die Grenzen der verursachenden Tiefenbrüche räumlich ausdehnen und sich zu einem insgesamt lineamentären Grabenbruch ausweiten. Die Grabenbildung läuft dabei synchron entlang der rheinischen und der herzynischen Scherbruch-Scharen des Basements. Im Bereich von direkt benachbarten, sich nicht durchsetzenden, synthetischen und antithetischen Riedelbrüchen im Präsalinar bilden sich gleichberechtigte Vereinigungen rheinischer und herzynischer Gräben.

Die Streichrichtungen der saxonischen Gräben innerhalb der Hessischen Senke entsprechen nicht immer diesem starren Muster sondern zeigen leichte Schwankungen. Dabei sind spätere Schollenrotationen um vertikale Achsen im Sinne SCHREIBER ET AL. (1998) denkbar, welche die Gräben aus ihrer primären Richtung auslenken.

12 Regionaler Vergleich zu ähnlichen tektonischen Strukturen

12.1 Saxonische Gräben der engeren und weiteren Umgebung

Im folgenden werden Analogien und Beispiele saxonischer Gräben sowie ungewöhnlicher tektonische Strukturen der engeren und weiteren Umgebung des Unterwerrasattels aufgeführt, die sich durchaus zwanglos mit den in den Kapiteln 9 bis 11 aufgeführten Modellvorstellungen von duktil entkoppelten *pull apart*-Strukturen erklären lassen.

12.1.1 Grabenzonen auf Blatt 4923 Altmorschen

Altmorschener Graben im Stadtgebiet Morschen

Der Altmorschen-Hessisch Lichtenauer Graben wird zwischen den Stadtteilen Altmorschen und Neumorschen vom Tal der Fulda durchschnitten. Das Grabenzentrum bilden Gesteinsschollen aus Röt, Muschelkalk und vereinzelt Keuper, die jeweils im NNE von Altmorschen und im SSW von Neumorschen

anstehen. Beide Stadtgebiete liegen an den jeweiligen Talhängen der Fulda. Im Untergrund stehen jeweils auslaugungsbedingte mächtige quartäre Ablagerungen an. Auffällig sind zwei durch Subrosion ausgelöste Dolinen im Norden von Altmorschen, die in unmittelbarer Nachbarschaft zu den stark gestörten Muschelkalk-Schollen der Grabenzone aufgetreten sind. In südlichen Stadtteilen erteuften mehrere Bohrungen den Anhydrit der Werra-Folge (A1) zwischen 11,6 m und 70 m Tiefe.

Rein schematisch gesehen scheint der Altmorschener Graben nördlich von Neumorschen durch eine Hochlage des Zechsteins kurzzeitig auszusetzen, um dann, etwas östlich versetzt im NE von Altmorschen unvermittelt wieder einzusetzen. Da es sich im Grabenzentrum um Ablagerungen des Muschelkalks handelt, wäre rechnerisch ein Vertikalversatz von etwa 600 bis 700 m zu erwarten. Hierbei stellt sich die Frage, welche fahrsstuhlartige Tektonik auf geographisch engstem Raum ein solches, von gewaltigen vertikalen Versätzen geprägtes Schollenmuster hervorbringt. Weiter südlich von Neumorschen treten an einer Verwerfung zwischen Röt und Hardeggen-Folge sowie inmitten der Calvörde-Folge mehrere große Erdfälle auf. Diese sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf mitteltiefen bis tiefen Sulfatkarst des Zechsteinsalinars zurückführbar. Dass es sich im Untergrund um eine mehr oder weniger horizontale bzw. flach geneigte und relativ ungestörte Oberfläche des Präsalinars handelt, ist am Vorkommen von Zechstein und Bröckelschiefer an den jeweiligen östlichen und westlichen Grabenflanken abzuleiten. Der von BECKER & KULICK (1999) entworfene Profilschnitt AB mit einem bis in das präsalinare Basement eingebrochenen saxonischen Graben ist nicht nachvollziehbar.

Somit kann für den südlichen Teil des Altmorschener Grabens in Analogie zu den untersuchten Verhältnissen am Grauwackensattel der gleiche Baustil wie an seinem nördlichen Abschnitt angenommen werden: Die Grabenzone wird folglich im Fuldataal nicht durch eine Hochlage des Zechsteins durchtrennt, sondern der Zechstein ist maßgeblicher Teil des Grabentiefsten. Die eingesenkten mesozoischen Grabenschollen liegen diskordant den unteren duktilen Einheiten des Zechsteinsalinars (A1) auf. Die separierten Röt- und Muschelkalkschollen stellen allochthone Gleitschollen oder sogar allochthone Triasschollen s.s. dar.

Ludwigsecker Graben bei Sterkelshausen

In Richtung auf das Paläozoikum des Baumbacher Aufbruchs spitzt der mit Mittlerem Buntsandstein und Röt gefüllte Ludwigsecker Graben aus und endet unvermittelt im SW der Ortschaft Sterkelshausen an Gesteinen des Zechsteins und Bröckelschiefers. Schematisch wäre ein vertikaler Versatz von etwa 400 m nötig. Nach Norden und Osten hin sind zahlreiche Erdfallfelder zu erkennen, die sich über gipsführendem Zechsteinsalinar entwickelt haben und Zeugnis für nackten bzw. gering bedeckten Sulfatkarst abgeben. Bemerkenswert ist das Vorkommen von kleineren bis mittleren Erdfällen und Dolinen im Niveau des Mittleren Buntsandsteins. Rein rechnerisch wäre hier ein Hochbrechen der Karsthohlräume aus ca. 500 m Tiefe zu manifestieren. Plausibler ist die Annahme, dass es sich um im Zuge der Grabengenese rotierte, bis auf das Zechsteinniveau abgesenkte Buntsandstein-Schollen handelt, die von rezentem, seichtem bis mitteltiefem Sulfatkarst durchschlagen wurden.

Die hier angenommenen Tiefenbrüche der Gräben sind weder im anschließenden Zechstein noch im verfalteten Paläozoikum des Baumbacher Aufbruchs auszumachen. Im Nordstreichen des Ludwigsecker Grabens treten nur gering tektonisch verstellte Zechsteinserien und oberdevonische Grauwacken zu Tage. Der Ludwigsecker Graben bleibt somit ebenfalls auf das Niveau des Zechsteinsalinars beschränkt.

Hainroder Graben

Die oben gemachten Schlüsse gelten auch für die am südlichen Rand des Blattes 4923 Altmorschen parallel zum Ludwigsecker Graben verlaufende Grabenzone von Hainrode.

12.1.2 Sontraer Graben auf Blatt 4925

Ähnliche Vorbehalte gelten für den in der Literatur publizierten Tiefgang des herzynisch streichenden Sontraer Grabens. Die von MOTZKA-NÖRING (1987) postulierte muldenartige Verbiegung des präsalinen Untergrunds im Zentrum der Grabenstruktur (siehe Erläuterungen zur Geol. Kte. Blatt 4925 Sontra mit Profil CD) bedingt ein Hochschleppen von Zechsteinschollen aus 600 bis 800 m Tiefe und ist m. E. mechanisch höchst problematisch, da auch im Bereich von Sontra mächtigere Steinsalzlagen fehlen. Ein relativ ungestörtes, mit wenigen Grad nach NE abtauchendes Präsalinar, über dem sich ein mechanisch vom Untergrund

entkoppelter, flacher Grabenbau mit einströmenden duktilen, inkompetenten und mitgerissenen kompetenten Zechsteinserien entwickelt hat, scheint für die Verhältnisse am Sontraer Graben zutreffender und naheliegender.

Bislang wurde die im Osten der Stadt Sontra angetroffene, auf unterem Zechsteinsalinar aufsitzende allochthone Wellenkalkscholle (Blatt 4925 Sontra, R: 3566800 / H: 5659200) als quartärzeitliche Rutschscholle gedeutet (MOTZKA-NÖRING 1987). Diese Ansicht wird dadurch erschwert, dass sich ähnliche Gesteine erst in etwa 800 m Entfernung befinden und auf etwa gleicher Meereshöhe liegen. Außerdem sind beide Vorkommen zusätzlich durch ein relativ breites Bachtal und eine Anhöhe voneinander getrennt. Plausibler ist hier die Annahme, dass es sich bei den isolierten Muschelkalkschollen um Reste allochthoner Triasschollen eines kleinen, wahrscheinlich parallel zum Sontraer Graben verlaufenden saxonischen Grabens handelt.

12.1.3 Trimberger Graben im Osten des Unterwerrasattels

Der Trimberger Graben auf Blatt 4825 wird bereits von SPIERLING (1985) als ein selbständiger rheinischer Grabenbruch am südlichen Ostrand der Unterwerra-Antiklinale angesehen (Anl. 3 I). Es handelt sich dabei um ein Röt-Muschelkalk-Vorkommen, das vor allem von Unterem Buntsandstein umgeben ist und nach NNE in Richtung Grauwackensattel vollständig aushebt. Tiefreichende Störungen bis in den Unteren Zechstein oder gar in das gefaltete Paläozoikum sind auch hier nicht nachweisbar. In südlicher Richtung ist ein Grabenknoten mit dem Netraer Graben zu vermuten.

12.1.4 Muschelkalkschollen der Burg Ludwigstein

Im Bereich der Burg Ludwigstein (Blatt 4625 Witzenhausen) befindet sich der Übergang zwischen dem herzynisch streichenden Hellenberg-Graben und dem rheinisch streichenden Leinetalgraben. Bemerkenswert ist die aus nach SW abtauchenden Muschelkalk- und Keuperschollen aufgebaute Gesteinsdecke, die diskordant auf den in östliche Richtung fallenden Grobsandsteinen des oberen Mittleren Buntsandsteins (Sollingfolge) aufliegt. Gemäß den von SIMS ET AL. (1999) durchgeführten transpressiven Sandbox-Scherversuchen mit duktil entkoppelter *pull apart* Struktur kann der Buntsandsteinblock als stehengebliebener Mittelhorst bzw. als *within-basin high* (Taf. 8, Fig. 1 b) interpretiert werden. Nach diesem Modell

wären diese Muschelkalkschollen Reste allochthoner Gleitdecken des Leinetalgrabens (Kap. 9.2.3).

12.1.5 „Zechsteinhorste“ in herzynischen und rheinischen Gräben

Bekannt sind die sog. „Zechsteinhorste“ vor allem in den herzynischen Gräben von Sontra und Gotha-Saalfeld. Häufig sind diese Zechsteinschollen allerdings nicht bis zur Tagesoberfläche aufgedrungen, sondern nur durch Bohraufschlüsse bekannt (LEMMER & RAMBOW 1994). So liegen die Bohrungen „Vocke-Tal“ und „Vockerode-Dinkelberg“ auf Blatt 4824 Hessisch-Lichtenau im Randbereich des rheinisch streichenden Spangenberg Grabens, einem Teilabschnitt des Altmorschener Grabens. Dort wurden in unterschiedlichen Höhenniveaus unter Gesteinen der Röt-Folge diskordante Ablagerungen des Zechsteins erbohrt. Weiterhin sind im Kreuzungspunkt des Kasseler Grabens mit dem Naumburger Graben bei Wolfhagen-Elmarshausen Zechsteinaufpressungen in einer Hochscholle aus Unterem Buntsandstein bekannt (MARTINI 1937).

Im Bereich Kassel-Bettenhausen hat eine Bohrung unterhalb des Oberen Buntsandsteins Plattendolomit des Zechsteins angetroffen. LEMMER & RAMBOW (1994) postulieren hier einen Aufstieg um etwa 1000 m auf einer Randstörung des Kasseler Grabens.

Bei diesen Zechsteinschollen handelt es sich zumeist um schmale, an den Randverwerfungen und im Zentrum der Hessischen Gräben diapirartig aufgedrückt bzw. intrudierte Kleinschollen. Sie entsprechen der in den transtensiven Sandbox-Scherversuchen benutzten liegenden Duktilschicht, die sich während der Taphrogenese in das Zentrum und die Ränder der entstehenden hangenden Grabenstrukturen einpressen (Kap. 8 sowie Taf. 8).

12.1.6 Ohmgebirgsgrabenzonen des Eichsfeldes

Die rheinische Ohmgebirgsgrabenzone ist aus vier einzelnen, jeweils linkstretend angeordneten saxonischen Gräben aufgebaut. Es handelt sich dabei von Süden nach Norden um den Worbiser, Holunger sowie den Iberg- und den Allerburggraben. Der Holunger Graben, in dem sich sogar kreidezeitliche Sedimente erhalten haben (DIETZ 1925), wurde vor allem von LANGBEIN & SEIDEL (1960) bearbeitet.

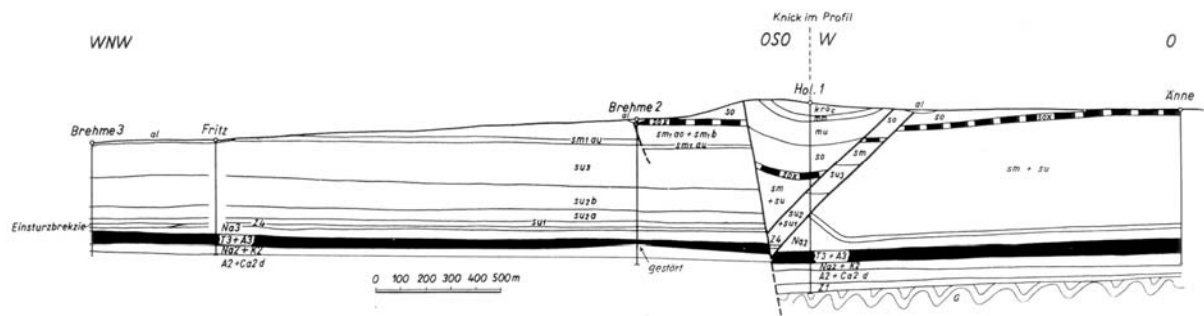


Abb. 12.1. Profilschnitt durch den Holunger Graben (aus LANGBEIN & SEIDEL 1960)

Aufgrund der vorhandenen Aufschlüsse (tieferreichende Bohrungen und ehemalige Kaligruben) wird der Graben von beiden Autoren als y-Sprung mit zwei parallelen Abschiebungen gedeutet. Im Querprofil (siehe Abb. 12.1) ist zu erkennen, dass die mächtigen Sprunghöhen von etwa 280 m innerhalb des Grabengebäudes im Zechstein in Form einer „Anschoppung“ des duktilen Leinesalzes (Na3) weitestgehend ausgeglichen werden (vgl. Kap. 8 sowie Taf. 8).

Der Verlauf der bedeutenden Westrandstörung setzt sich nur als Flexur oder Abschiebung mit äußerst geringem Vertikalversatz in das verfaltete Basement fort. Insgesamt wird der Bau der präzechsteinischen Oberfläche im Profil als mehr oder weniger sählig und ungestört dargestellt. Die Gräben des Ohmgebirges entsprechen damit prinzipiell dem Baustil der Hessischen Gräben. Unterschiede liegen lediglich in der Ausprägung des Zechsteinsalinar. Während die Grabentektonik des Ohmgebirges von den inkompetenten Zechsteinsalzen geprägt wurde, lief die duktile Entkopplung der Hesseischen Gräben innerhalb der Zechsteinsulfate ab.

12.1.7 Gittelder Graben am Westrand des Harzes

Der Gittelder Graben ist ein mit Muschelkalk gefüllter, rheinisch streichender saxonischer Grabenbruch am Westrand des Harzes, der von KÖNIG & WREDE (1994) dem Leinetal-Lineament zugeordnet wird. Nach HINZE & JORDAN (1981) soll der Gittelder Graben in Abschiebungen wurzeln, die mit Versätzen von einigen Hundert Metern in das Präsalinar reichen und gleichzeitig die Westrandstörung des Harzes darstellen. Bereits die von PLAUMANN (1978) publizierte Schwerekarte zeigt aber am westlichen Harzrand keine schroffen Wechsel der Bouguer-Anomalien sondern eine relativ gleichmäßige Abnahme der Schwere nach Westen hin. KÖNIG & WREDE (1994) kommen zu dem Schluss, dass die rheinischen Störungen des Gittelder Grabens auf den präpermischen Untergrund kaum einen Einfluß haben. Das gefaltete

Paläozoikum im Bereich des westlichen Harzrandes fällt demnach mit etwa 5° nach Westen ein, ohne wesentlich durch querende rheinische Grabenstörungen beeinflusst zu werden. Damit ist auch hier die alte Annahme einer Tiefenstörung bis weit in das Präsalinar hinein bereits widerlegt.

12.1.8 Hinweise der Geophysik und der Tiefenlinienkarte des Kupferschiefers

Das tiefenseismische Reflexionsprofil DEKORP-3A (**D**eutsches **K**ontinentales **R**eflexionsseismisches **P**rogramm 1990) sowie seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke (BLUM ET AL. 1984) erlauben keine eindeutigen Aussagen über die Tiefenlage bzw. die Wurzelzonen der saxonischen Gräben.

So ist z.B. das Queren des Beisheimer Grabens auf dem Blattgebiet 4923 Altmorschen am Zechstein-Refraktor nicht zu erkennen. Das Querprofil zeigt sogar eine Hochlage des Refraktors (BECKER & KULICK 1999) und bestätigt damit indirekt das Anstauen duktiler Zechsteinablagerungen im Grabenzentrum.

Bedeutende Argumente gegen Sprünge oder sogenannte „Sockelstörungen“ und eine bis ins verfaltete paläozoische Basement reichende Grabentektonik innerhalb der Hessischen Senke liefert auch der Tiefenlinienplan der Basis des Kupferschiefers (T1) von KULICK ET AL. (1984).

12.1.9 Bislicher Graben am Niederrhein

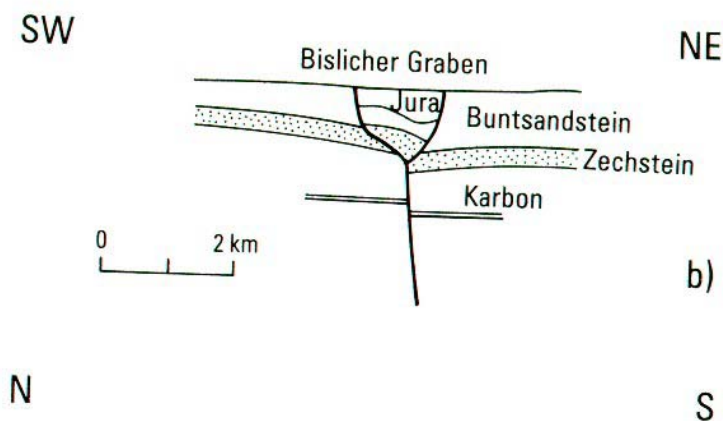


Abb. 12.2. Vereinfachter Profilschnitt durch den Bislicher Graben (aus WREDE 1988)

Beim Bislicher Graben (Abb. 12.2) handelt es sich um eine flachherzynisch streichende Grabenzone am Niederrhein, in der sich über salinarem Zechstein und siliziklastischer Trias ebenfalls Rhät- und Liassedimente erhalten haben, die wiederum von mächtigen tertiären Ablagerungen überdeckt werden. Das Liegende

des Bislicher Grabens wird vom Steinkohlengebirge gebildet, dessen Oberfläche nahezu ungestört mit etwa 2° bis 8° nach N abtaucht (THIENHAUS 1962). Die steilen Grabenrandstörungen mit mehreren Hundert Metern Versatz laufen y-artig zusammen, biegen flach in die Zechsteinsalze ein und verwerfen die Karbon-Oberfläche mit deutlich niedrigeren Sprunghöhen.

Auch der Bau des Bislicher Grabens ist als duktil entkoppelte *pull apart*-Struktur zu deuten. Der Graben wurde zusätzlich synsedimentär verfüllt.

12.1.10 Paläogeographische Karten des salinaren Zechsteins

Wie sich herausgestellt hat, sind Sulfate jeden Erdzeitalters in Form von mächtigeren Gips- und Anhydritlagern unter den Bedingungen der Extension bzw. Transtension auch bei geringer Überdeckung zu duktiler, plastischer Verformung in der Lage. Das hat zur Folge, dass sich die primär abgelagerten salinaren Mächtigkeitsverhältnisse sowohl der Halogenide als auch der Sulfate durch sekundäre tektonische Fließprozesse regional stark verändern können. Vor allem unter den saxonischen Grabenstrukturen ist mit einer Zunahme der Evaporitmächtigkeiten des Zechsteins zu rechnen.

Daher stellt sich die Frage, inwieweit die von KULICK (1987), RICHTER-BERNBURG (1985), KÄDING (1987) usw. erarbeitete Paläogeographie des Zechsteinmeeres in Form von Sulfatwällen, Marginalbecken usw., die ja an die heutigen Isopachen geknüpft ist, in allen Fällen mit den primären Ablagerungsverhältnissen identisch ist oder vielleicht durch sekundäre tektonische Beanspruchung verändert wurde. So sollten vor allem die Aufschlüsse im Werra-Anhydrit am Harzrand und in der restlichen Hessischen Senke eingehend hinsichtlich ihres strukturgeologischen Inventars makro- und mikroskopisch überprüft werden.

12.2 Hessische Senke versus Pfälzer Wald, Trier-Bitburger Bucht und Süddeutscher Großscholle

Wird die Hessische Senke mit der Trier-Bitburger Mulde oder dem triasbedeckten Pfälzer Wald verglichen, so fällt auf, dass trotz ähnlicher Sedimentologie auf rheinland-pfälzischer Seite entsprechende saxonische Grabenbruchsysteme mit größeren Vertikalversätzen fehlen. In beiden linksrheinischen geotektonischen Großräumen liegen die Klastika des Mittleren und Oberen Buntsandsteins direkt den verfalteten und zerbrochenen paläozoischen Einheiten auf. Mächtige evaporitische Basislagen in Form von Zechsteinsalzen bzw. -sulfaten fehlen hier. Ein gleiches

mitteleuropäisches Spannungsfeld vorausgesetzt, konnte demzufolge keine duktile, tektonische Entkopplung stattfinden. Die in der Trierer Bucht vorgefundenen hauptsächlich SW-NE orientierten, sigmoidal-leistenförmigen, ineinander übergehenden, schmalen Bruchschollen sind gestaffelt angeordnete Graben- und Horstschollen und stellen positive und negative Blumenstrukturen dar. Der vertikale Versatz der Verwerfungen bleibt meist deutlich unter 150 m (NEGENDANK 1983). Ähnlich verhält es sich bei den Bruchstrukturen im mittleren und südlichen Bereich der Süddeutschen Großscholle.

Das Vorkommen der typischen saxonischen Gräben (Kap. 6) korreliert insgesamt mit der Ausdehnung des mit Zechsteinevaporiten gefüllten Germanischen Beckens.

12.3 Unterwerra-Antiklinale als post-jungkimmerische Transpressionsstruktur

Die sekundäre Ausgestaltung der Unterwerra-Antiklinalen zu einer herzynischen Leistenscholle kann mit der Aufstiegsbewegung des Harzes und der Harzränder verglichen werden. So interpretieren KÖNIG & WREDE (1994) den Harz als eine in mehreren Phasen vorwiegend während der Oberkreide bis ins Alttertiär herausgehobene Transpressionsstruktur (*pop up*- bzw. *push up*- Struktur), die den höchsten Teil einer langgestreckten herzynischen Leistenscholle bildet (Abb. 12.3).

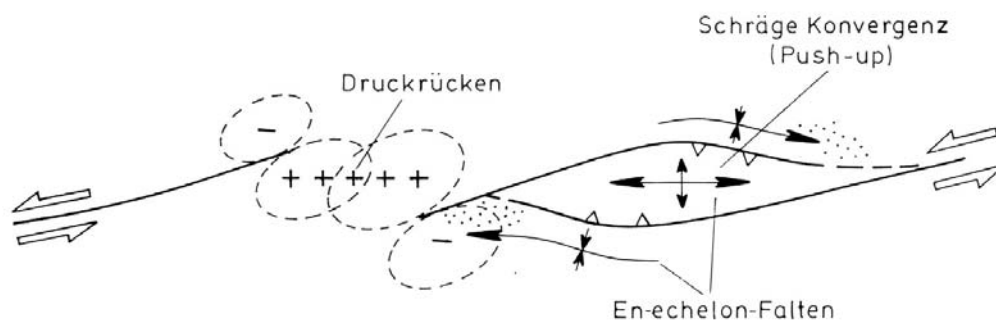


Abb. 12.3. Entwicklung von *push up*-Strukturen im Bereich konvergenter Blattverschiebungssegmente (aus EISBACHER 1996)

Während der Harz vor allem an seinem Nordrand schaufelförmig auf sein Vorland aufgeschoben bzw. deckenartig überschoben ist (FLICK 1986) und auch der Südrand an Abschiebungen geknüpft ist, taucht sein gefaltetes Paläozoikum sowohl nach W als auch nach E hin weitgehend unbeeinflusst von der Grabenbruchtektonik des Mesozoikums unter das Deckgebirge ab.

Dieses Verhalten kann im kleinen Maßstab auch am NE-vergenten Unterwerrasattel beobachtet werden, der in Richtung NW und SE jeweils flach abtaucht und an wenigen Stellen an seinem NE- und SW-Rand mit steilen Abschiebungen geringer vertikaler Versatzweite versehen ist. Der Verlauf einiger Verwerfungen (Flachsbach- und Vollungsprung) sowie gewisse Störungsmuster (z.B. *pop up*-Strukturen) gleichen den Bruchstrukturen an konvergenten Blattverschiebungszonen bzw. denen im Transpressionsregime.

Ein Einfluss der flankierenden und direkt auf die Sattelstruktur zulaufenden saxonischen Gräben ist nicht belegbar. Folglich ist die Ausgestaltung zur Antiklinalen (*up lift*) jünger als die Anlage der jungkimmerischen Grabensysteme. Ähnlich dem Harz ist für den Grauwackensattel Oberkreide bis Alttertiär anzunehmen.

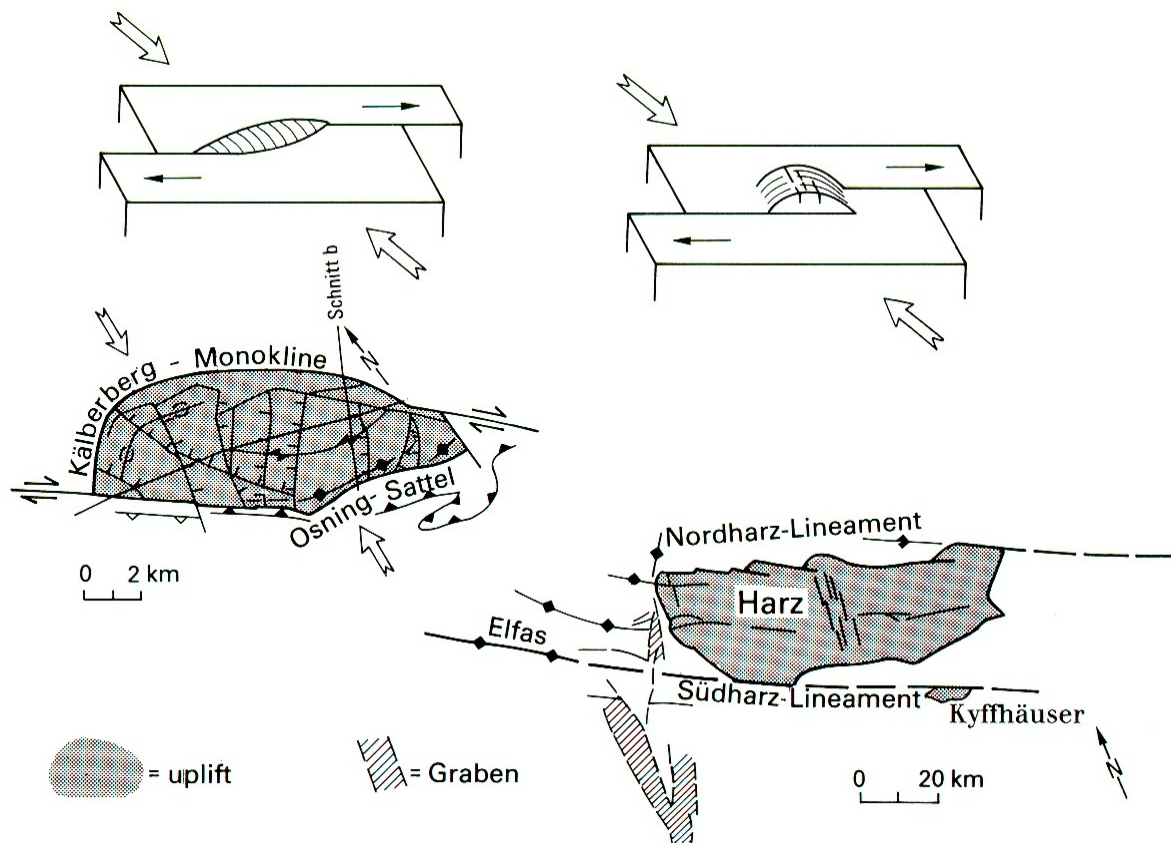


Abb. 12.4. Deutung der Ibbenbürener Karbonscholle (links) und des Harzes (rechts) als *push up*-Strukturen über transpressiven Blattverschiebungen (aus WREDE 1988)

Die Unterwerra-Antiklinale passt sich großtektonisch gesehen in das Muster herzynisch streichender Leistenschollen ein, das in weiten Teilen den Untergrund Mitteleuropas beherrscht. Wie für den Thüringer Wald, den Harz, der Osning-Scholle oder der Ibbenbürener Karbonscholle (DROZDZEWSKI 1988) können auch für den Bau des Grauwackensattels lang durchhaltende, lineamentäre, transpressive Bruchzonen

verantwortlich gemacht werden, zwischen denen der rhombische Horst aufgepresst wurde (Abb. 12.4). Vermutlich sind auch die hydrothermalen, vornehmlich herzynisch streichenden Schwerspat- und Kupferkiesgänge im Sinne dieser „*wrench-fault*“-Tektonik zu interpretieren.

13 Übersicht der tektonischen Prozesse am Unterwerrasattel

Anhand der Vergleiche mit benachbarten Strukturen innerhalb der Hessischen Senke und angrenzender Großstrukturen wird im folgenden für das engere Umfeld des Unterwerra-Grauwackensattels der polyphase tektonische und paläogeographische Werdegang nach der variszischen Orogenese beschrieben und in Tabelle 13.1 in Kurzform skizziert.

Vielleicht bereits im Oberkarbon aber vor allem während der Zeit des Rotliegenden gehörte das Gebiet des Unterwerrasattels tektonisch zur Hunsrück-Oberharz-Schwelle und war Abtragungsraum. In diesen Zeitraum fällt auch die Anlage des permokarbonen Bruchsystems mit herzynischen, erzgebirgischen und untergeordnet rheinischen Streichrichtungen. Während die überwiegend rotklastischen intramontanen Molassesedimente in die umliegenden variszischen Senken fluviatil eingespült wurden, konnten sich im Arbeitsgebiet geringmächtige Sedimentreste in Form einer SW-NE streichenden Graben- bzw. Senkenfüllung erhalten (WITTIG 1970). Die Grabenbrüche könnten ähnlich den Verhältnissen der Wittlicher Senke (STETS 1990) auf Transtensionstektonik zurückgeführt werden. Während des Oberen Perms begann der erosiv-sedimentäre Ausgleich der SW-NE gerichteten Senken und Schwellen und eine tektonische Umgestaltung zum Germanischen Becken. Im obersten Perm transgredierte bzw. ingradierte von Norden und Nordosten her das Zechsteinmeer und drang zwischen Rheinischer und Böhmischer Masse nach Süden in die absinkende Hessisch-Fränkische-Senke vor (KULICK in MOTZKA-NÖRING 1987). Den Ablagerungen des Zechsteins lag ein zyklischer Sedimentationsvorgang zu Grunde (RICHTER-BERNBURG 1955). Über einer pelitisch-sandigen Basisschüttung kam es zu folgender Abscheidungsreihe: Karbonate, Anhydrit, Steinsalz und Kalisalz. Diese typische Sedimentabfolge kann durch randliche Einschwemmungen von Peliten und anderen Klastika unterbrochen sein. Im Arbeitsgebiet selbst, das im Unteren Zechstein zur Buchenauer Schwelle gehörte (KULICK in MOTZKA-NÖRING

1987), waren wahrscheinlich nur unbedeutende Steinsalzmächtigkeiten zur Ablagerung gekommen.












Zu Beginn der Trias erweiterte sich das Germanische Becken nach Süden und bildete die Hessische Senke aus. Durch epirogene Bewegungen sank das Becken in regional unregelmäßiger, z.T. rhythmischer Weise ab. Im Unteren Buntsandstein lagerten sich im Arbeitsgebiet unter semiaridem Klima überwiegend feinkörnige, sandige bis tonige Sedimente der Calvörde- und Bernburg-Folge ab, die von weitverzweigten Flusssystemen von den südlich und randlich angrenzenden Festländern (Böhmische Masse und Vindelizischer Sporn) eingeschwemmt wurden (WYCISK 1984).

Im Mittleren Buntsandstein verstärkten sich die epirogenen Bewegungen der Hessischen Senke. Gröberklastischer Abtragungsschutt wurde in mehreren Phasen in das sich stärker in Tröge und Schwellen gliedernde Germanische Becken fluviatil eingetragen. Die grobkörnigen Sedimente werden als Basisschüttungen von Sohlbankzyklen betrachtet. Aufgrund der Differenzierung des Beckens in Tröge und Schwellen kam es vor allem im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins zu unterschiedlichen Mächtigkeitsverteilungen gleichalter Gesteine. Im bearbeiteten Gebiet zeichnet sich im Vergleich zum Inneren der Hessischen Senke, wie z.B. dem „Kasseler Loch“ (LEMMER & RAMBOW 1994), eine Mächtigkeitsreduktion der oberen Folgen ab. Anlass hierfür war das damalige Hochgebiet der Eichsfeldschwelle (WYCISK 1984), an dessen SW-Rand sich das Kartiergebiet befindet. Eine Hardeggen-Diskordanz ist nicht eindeutig nachweisbar.

Im Oberen Buntsandstein, der Röt-Folge, ingedrierte ein salinares Flachmeer in den nördlichen Teil des Germanischen Beckens, das über die Oberschlesische Pforte mit der Tethys in Verbindung stand (PUFF 1970). In den randlichen Regionen, zu denen auch das Arbeitsgebiet zählte, kam es zur Ablagerung kontinental beeinflusster Sedimente (WENZEL 1994).

Wiederum ausgelöst durch epirogene Bewegungen drang das Muschelkalkmeer weit nach Süden in das sich vertiefende Germanische Becken vor. Unter weiterhin semiaridem Klima lagerten sich in dem tethydischen Randmeer vornehmlich Karbonate biogener und chemischer Herkunft ab (Motzka-Nöring 1987).

Tab. 13.1. Postvariszische Tektonik am Grauwackensattel

Mio. a	Stratigraphie		region. Tektonik		Sedimentation	Prozesse am Grauwackensattel			
			Phase	Großstruktur					
Quartär									
2,0	Tertiär	Neogen	Pliozän	Ostrand der Niederhessischen Senke		Hebung, Erosion			
			Miozän			Hebung, Erosion			
		Paläogen	Oligozän		alpidisch	> 30 m ?		Vulkanismus (z.T. intrusiv) Kohlensümpfe hydrothermale Gänge	 
			Eozän			?			
			Paläozän					Hebung, Peneplain	
								"convergent wrenching" - Transpression - pop up- Strukturen mit Ausbildung der NW-vergenten Unterwerra-Antiklinalen über konvergenten Scherverschiebungen	
67	Kreide	Oberkreide	Maastrichtium	Teil der Mitteldeutschen Insel					
			Campanium						
			Santonium		subherzyn				
			Coniacium						
			Turonium						
			Cenomanium		austriisch	?		Hebung, Peneplain	
		Albiumium							
		Unterkreide	Aptium		jung-kimmerisch			"divergent wrenching" - Transtension - simple shear- Beanspruchung führt zu saxon. Grabenbildung in Form duktiler pull-apart Strukturen über divergenten Scherverschiebungen	
			Barremium						
			Hauterivium						
			Valangium						
			Berriasium						
144	Jura	Malm	Tithonium	Teil der Hessischen Senke					
			Kimmeridgeium						
			Oxfordium						
		Dogger	Callovium		?				
			Bathonium						
			Bajocium						
			Aalenium						
		Lias	Toarcium		> 200 m ?				
			Pliensbachium						
			Sinemurium						
Hettangium									
210	Trias	Keuper	Ober	Teil der Hessischen Senke					
			Mittel		> 200 m				
			Unter		50 m				
		Muschelkalk	Ober		60 m	Sigmoidalklüfte Längsrippung			
			Mittel		50 m				
			Unter		110 m				
		Buntsandstein	Ober		110 m				
			Mittel		300 m				
			Unter		300 m				
248	Perm	Zechstein	Friesland-Folge	Germanisches Becken	50 m				
			Ohre-Folge		20 m				
			Aller-Folge		20 m				
			Leine-Folge		20 m				
			Staßfurt-Folge		50 m				
			Werra-Folge		100 m				
		Oberrotliegend			> 10 m	Hebung, Peneplain			
		Unterrotliegend			~ 70 m	transtensiver Grabenbruch ?			
280	Oberkarbon			Hunsrück-Oberharz-Schwelle		Abtragung permokarbone Bruchsysteme			

Zu Beginn des Mittleren Muschelkalks schloss sich die Ostkarpaten Pforte und führte in dem nun eingeschnürten Sedimentationsraum zur Evaporation. Eine erneute Ingression von frischem Meerwasser, diesmal ausgelöst durch die Kippung des Beckens und die Öffnung der Burgundischen Pforte im SW, brachte eine leichte Vertiefung des Flachmeeres. Dies ist dokumentiert durch den Trochitenkalk und die Ceratitenschichten des Oberen Muschelkalks.

Während der Sedimentationsraum des Germanischen Beckens und damit der Hessischen Senke seine Ausdehnung beibehielt, lagerten sich die folgenden Keupergesteine unter rasch wechselnden flachmarin-litoralen, brackisch-lagunären und terrestrisch-fluviatilen Bedingungen ab (DOCKTER in SEIDEL 1995). Eine altkimmerische Beanspruchung ist nicht nachweisbar.

Der Bereich des Unterwerrassattels blieb bis zum Jura Sedimentationsgebiet. Die Schichten des marinen Lias waren im Kartiergebiet sicherlich verbreitet, fielen allerdings restlos der Erosion zum Opfer. In den Nachbargebieten, wie z.B. im Creuzburg-Netraer-Graben bei Eisenach, im Göttinger Leinetalgraben sowie im Fritzlar-Naumburger Graben sind Einzelvorkommen in tektonisch geschützter Lagerung erhalten geblieben. Die jurassische Sedimentation reichte bis in den Dogger, vielleicht sogar bis in den Malm (SEIDEL 1995).

Spätestens zur Zeit des Jura war das quasiorthogonale „fundamentale“ Kluftsystem (BOCK 1980) entwickelt.

Tektonische Aktivitäten schufen im höheren Jura die sog. Mitteldeutsche Insel (WALTER 1995), eine Landbrücke zwischen dem Rheinischen und Böhmischem Massiv. Etwa zeitgleich erfuhr Mitteleuropa im Oberen Jura eine Dilatation, die von BETZ ET AL. (1987) und ZIEGLER (1982) auf reaktivierte, permokarbonische Bruchsysteme zurückgeführt wird.

Im Zuge beginnender *simple shear* Tektonik setzt *divergent wrenching* ein (BETZ ET AL. 1987). Über konjugierten Scherverschiebungen im Basement entwickelten sich durch mechanisch entkoppelten Zechstein synchron vorwiegend in herzynischer (WNW-ESE) und rheinischer (NNE-SSW) Richtung schmale, lang durchhaltende *pull apart*-Strukturen aus, die sich zu den saxonischen oder Hessischen Gräben entwickelten. Das Gebiet des heutigen Unterwerrassattels wird sowohl von parallel verlaufenden herzynischen Gräben als auch von den etwa senkrecht dazu streichenden rheinischen Gräben flankiert.

Als Teil der Mitteldeutschen Insel erfolgte eine großflächige Erosion der vorher in der Hessischen Senke abgelagerten Sedimente. Wie HUCKRIEDE (1954) an umgelagerten Kreidegeröllen mit *Inoceramus* sp. zeigte, müssen auch Sedimente der Kreide in näherer Umgebung (Blatt 4622 Kassel -West) angestanden haben. Ablagerungen der Oberkreide haben sich in den Ohmgebirgs- Gräben erhalten (DIETZ 1925).

Von der Oberkreide bis ins Alttertiär reicht die subherzyn-laramische Phase, in der eine Inversionstektonik an herzynisch streichenden Sockelstörungen (BETZ ET AL. 1987, ZIEGLER 1987, BALDSCHUHN ET AL. 1985, HOLLÄNDER 2000) einsetzte. Im Zuge evtl. mehrphasiger Transpression über nunmehr konvergenten Tiefenbrüchen (*convergent wrenching*) bildete sich als *pop up*- Struktur der NE-vergente Unterwerra-Grauackensattel. Die Anlage der Antiklinalstruktur war wahrscheinlich bereits im Miozän abgeschlossen. Verbunden damit könnte die postoberoligozäne Bildung der z.T. abbauwürdigen, hydrothermalen Schwerspat-Gänge (STOPPEL & GUNDLACH 1978) gewesen sein.

Bis in das Alttertiär hinein hatte die Erosion schließlich eine Fastebene („peneplain“) geschaffen (BECKER & KULICK 1999, RITZKOWSKI & RÖSING 1977). Bereits im Eozän, aber vor allem im Oligozän und im Untermiozän bildete sich als nördliche Fortsetzung des Oberrheintalgrabens die NNE-SSW verlaufende Niederhessische Senke aus, die als Verbindung zwischen Nordmeer und alpinem Meer gedient hat (KAEVER & MEIBURG 1970). In unmittelbarer Nachbarschaft des Grauackensattels finden sich aus mittelmiozäner Zeit Reste ehemaliger Kohlensümpfe in Form von limnisch-fluviatilen Kiesen, Sanden und Braunkohlen. Die wichtigsten Zeugnisse des obermiozänen Vulkanismus bzw. Subvulkanismus sind der benachbarte Meißner (WEDEPOHL in RITZKOWSKI 1978) und kleinere basaltische Schlotfüllungen und Tuffbrekzien am Schwimelstein und Kümmeleitskopf.

Vom Eozän bis ins Pliozän kann SCHREIBER ET AL. (1998) eine dextrale Rotation des rechtsrheinischen Schiefergebirges nachweisen, die u. a. zu einer Verdrehung der ehemals herzynisch streichenden „Egge-Gräben“ geführt haben soll. Spätestens seit dem Pliozän befindet sich die Hessische Senke in Hebung.

Im Pleistozän führten Klimaschwankungen mehrmals zu weitreichenden Vergletscherungen Nordeuropas und des Alpenraums. Der Unterwerra-Grauackensattel lag damals durchweg im Periglazialbereich. Mit dem Beginn des Holozäns war das heutige Landschaftsbild bereits im wesentlichen ausgestaltet.

Durch anhaltende kreidezeitliche und känozoische tektonische Bewegungen kam es an Störungszonen zu einem Zerschneiden des Deckgebirges und einer tiefreichenden Auflockerung, so dass Grundwässer Zutritt zu den salinaren Serien des Zechsteins erhielten (LAEMMLEN, PRINZ & ROTH 1979). Großräumige und lokale Auslaugungsprozesse im tieferen Untergrund waren die Folge. Die Subrosion von verkarstungsanfälligen Gesteinen rund um den Unterwerrasattel dauert etwa seit dem Tertiär bis heute an und trägt zur atektonischen Schichtenverstellung bei. Vor allem seichter und mitteltiefer Sulfatkarst ist durch Dolinen und Erdfälle dokumentiert. Die jüngsten Veränderungen erfuhr das Kartiergebiet durch die Tätigkeit des Menschen. Bis in die Neuzeit ging im Bereich des Unterwerrasattels Bergbau auf Kupfer und Schwerspat um. Im Zuge der Gipsgewinnung wurden tiefe Steinbrüche angelegt und verschiedene Abraumhalden aufgetürmt.

14 Zusammenfassung

Im Arbeitsgebiet trifft der herzynisch streichende Unterwerra-Grauwackensattel mit dem rheinisch streichenden Altmorschener und dem rheinisch streichenden Leinetal-Graben zusammen. Charakteristisch für diesen Kreuzungsbereich sind die diskordant und quasi horizontal auf Zechsteinuntergrund liegenden allochthonen Triasschollen östlich der Ortschaft Hundelshausen. Diese Schollen sind seit langem Gegenstand der geologischen Erforschung und spielen eine Schlüsselrolle für das Verständnis saxonischer Tektonik.

Ziel der Arbeit war die Entwicklung eines tektono-mechanischen Modells, das sowohl die Lagerungsverhältnisse am Unterwerrasattel erfasst als auch für die Genese der für die Hessischen Senke so charakteristischen saxonischen Grabenzonen herangezogen werden kann.

Aus den Erkenntnissen der geologischen Neukartierung und einer detaillierten Aufnahme vorhandener Großaufschlüsse müssen die bisher in der Literatur beschriebenen genetischen Zusammenhänge zwischen den isolierten Schollen, den sie begleitenden Grabenrändern sowie den Strukturen des direkt benachbarten paläozoischen Aufbruchs grundlegend neu interpretiert werden.

Im Vergleich zu älteren Arbeiten konnten außer den allochthonen Triasschollen weitere, scheinbar widersinnig anmutende Lagerungsverhältnisse erkannt werden.

Dazu zählen aus Röt und Muschelkalk aufgebaute Gleitschollen, rotierte Rollover-Schollen aus Unterem und Mittlerem Buntsandstein sowie eindeutige Hinweise auf flache Abscherbahnen (*detachments*) im Zechstein. Hinzu kommen tektonische Späne einer allochthonen Bröckelschieferscholle, die sich inmitten von durch Aufschiebungen und kompressivem Schuppenbau geprägten Werra-Sulfaten befindet sowie eine mit tertiären Sedimenten (u.a. Braunkohle) gefüllte Doline. Beide Strukturen sind im Gipssteinbruch Orth aufgeschlossen.

Darüber hinaus werden erstmals bisher unbekannte Reste und Vereinigungen saxonischer Grabenzonen beschrieben, die den Grauwackensattel flankieren.

Anhand der im Gelände vorgefundenen Lagerungsverhältnisse und Subrosionsphänomene konnte eine stockwerksabhängige Tektonik erkannt werden. Die Resultate sind in grafischer Form als Strukturkarten mit Schollengliederung und einem schematischem Profilschnitt ausgearbeitet (Anl. 3).

So zeigt das untere, präsalinare Stockwerk (do–Ca1) eine Bruch- bzw. Scherbruchtektonik mit einem weit gespannten Sattelbau und lediglich geringer Vertikaltektonik. Während das obere, postsalinare Stockwerk (zB–j) fast ausschließlich reine Ausweitungsstrukturen aufweist, ist das mittlere, salinare Stockwerk (A1–Obere Letten) durch die Gleichzeitigkeit von Kompression und Extension charakterisiert.

Das Herausheben der rheinisch streichenden Bruchstruktur des Altmorschener Grabens und das Wiedereinsetzen in gleicher Richtung als Leinetal-Graben geschieht ohne grabenartige Strukturen im variszischen Basement.

Durch Heranziehen von Ergebnissen analoger Sandbox-Scherversuche wurden palinspastische Modelle einer mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*-Struktur entwickelt, welche die Verhältnisse am Nordende des Altmorschener Grabens vollständig erfassen und detailliert beschreiben (Anl. 6 + 7). Die entscheidende Rolle bei der duktilen Entkopplung und der Grabengenese spielen die permischen und triassischen Sulfate, die unter Extensionsbedingungen auch im flachstkrustalen Einspannungszustand ihre Fließfestigkeit verlieren und viskoses Verhalten zeigen.

Die Bildung der sog. Hessischen Gräben wurde durch eine tiefgreifende Dilatation Mitteleuropas ausgelöst und ereignete sich mit großer Wahrscheinlichkeit an der Wende Jura/Kreide (jungkimmerischen Phase). Die Hessische Senke wurde hierbei einer *simple shear*-Beanspruchung unterzogen, die zur Anlage von Scharen konjugierter Riedelscherbrüche in Form von Blattverschiebungen führte. Dabei

brachen die rheinischen Gräben über divergenten, linkstretend sinistralen Teilsegmenten synthetischer Riedelbrüche (R) und die herzynischen Gräben über ebenfalls divergenten, rechtstretend dextralen Segmenten antithetischer Riedelbrüche (R') ein.

Im Detail entstand im duktilen Salinarstockwerk des Zechsteins über den divergenten, *en echelon*-artigen Blattverschiebungen des spröde reagierenden Basements eine Transtensionstektonik, die im ersten Schritt die Werra-Sulfate im Grabenzentrum durch eine flache, quasi horizontale Abscherbahn (Detachment) ausdünnte und unter den Grabenrändern anstaute. Das Detachment setzte sich in den hangenden Zechsteinserien über Rampen und Flachbahnen fort und durchtrennte schließlich auch das Postsalinar als listrische Abschiebung. Aus dieser Hauptabschiebung entwickelten sich im Zuge progressiver Transtension eine antithetische Flexur (Rollover) und eine synthetische Kippscholle.

Aus dem Rollover separierten sich entlang listrischer Abschiebungen im Zuge verstärkter Rotation und Grabenöffnung die allochthonen Gleitdecken. Diese Gleitdecken rückten in das sich öffnende Grabenzentrum ein und wurden ihrerseits an mechanischen Schwächezonen in die allochthonen Triasschollen s.s. zerlegt. Reste dieser Extensionsdecken lagern noch heute den unteren duktilen Zechsteineinheiten diskordant auf.

Die mehrfache Loslösung bzw. Entkopplung fand jeweils an mechanischen Schwächezonen innerhalb der sulfat- und evtl. steinsalzführenden Evaporithorizonte des Postsalinars statt. Häufig sind die listrischen Abschiebungen bzw. Detachments als kalte Deckengrenzen durch unterschiedlich mächtige Reibungsbrekzien und Kakiritlagen charakterisiert.

Parallel zu den Extensionsbewegungen des Postsalinars wandern im zweiten Schritt die angestauten fließfähigen Zechsteinsulfate zum Volumenausgleich in das Grabentiefste ein. Im Falle des Altmorschener Grabens werden die ehemals unter Extensionsbedingungen generierten Reste einer Bröckelschieferscholle zusammen mit den Werra-Sulfaten entlang weitreichender Überschiebungen in eine komplex strukturierte Falten- und Schuppenstruktur in das Grabenzentrum eingebaut.

Die Ergebnisse der vorliegenden Untersuchungen können auch für die Gips- und Anhydritprospektion nutzbar sein. Die Explorationsbestrebungen sollten sich vor allem auf tektonische Extensionsstrukturen konzentrieren, da dort die Höffigkeit auf verdickte Sulfatlager am größten ist.

Das erarbeitete Modell der mehrfach duktil entkoppelten *pull apart*-Strukturen kann auch auf andere saxonische Grabenbrüche angewendet werden und erklärt die sowohl in rheinischen als auch in herzynischen Gräben auffindbaren Zechsteinhorste. Ebenfalls muss für die Existenz der sogenannten Mittelhorste kein Salzdiapirismus bemüht werden; die häufig zitierte „Fahrstuhltektonik“ ist nicht nachvollziehbar. „Zerrungen und Pressungen“ innerhalb der Grabenbrüche geschehen durch einen einphasigen Akt.

Die Hebung und Ausgestaltung der Unterwerra-Antiklinale fand hauptsächlich während der subherzyn-laramischen Phase statt. Vergleichbar mit dem Harz, wurde der Grauwackensattel als transpressive *pop up*-Struktur an konvergenten, gestaffelten, herzynisch streichenden Scherverschiebungen von der Kreide bis ins Alttertiär herausgehoben.

Insgesamt kann der polyphase tektonische Werdegang des Unterwerrasattels vom Ende der variszischen Ära bis ins Holozän rekonstruiert werden.

Wie die durchgeführten regionalen Vergleiche zeigen, lassen sich die Ergebnisse der angewandten tektono-mechanischen Modelle auf einen Großteil der saxonischen Gräben und paläozoischen Aufbrüche der engeren und weiteren Umgebung übertragen. Gleichzeitig bieten die erarbeiteten Szenarien Lösungsmöglichkeiten für viele der im Laufe der Erforschungsgeschichte in Nord- und Osthessen aufgetretenen tektonischen Paradoxa.

15 Literaturverzeichnis

- ACKERMANN, E. (1956): Die Sturzfließung am Schickeberg südlich Eschwege. - Notizbl. hess. L-A. Bodenforsch., **87**: 172-187, 5 Abb., Taf. 15-16; Wiesbaden
- ACKERMANN, E. (1959): Der Abtragungsmechanismus bei Massenverlagerungen an der Wellenkalk-Schichtstufe; I. Bewegungsarten der Massenverlagerung und morphologische Formen.- II Massenverlagerung im Wechsel der klimatischen Veränderungen. -Z. f. Geomorph. Band **3**, Heft 3, 193-226 und 283-304; Stuttgart (Bornträger)
- AHORNER, L. (1975): Present-day stress field and seismotectonic block movements along major fault zones in Central Europe. Tectonophysics, **29** (1-4): 233-249; Amsterdam
- BALDSCHUHN, R.; FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1985): Inversionsstrukturen in NW-Deutschland und ihre Genese.- Z. dt. geol. Ges., **136**: 129-139, 4 Abb.; Hannover
- BALDSCHUHN, R.; FRISCH, U. & KOCKEL, F. (1989): Der Salzkeil, ein strukturelles Requisit der saxonischen Tektonik.- Z. dt. geol. Ges., **149**: 59-70, 4 Abb.; Hannover
- BAUMANN, W. (1984): Rheologische Untersuchungen an Gips.- Eclogae geol. Helv., **77**: 301-325, 17 Abb, 2 Tab.; Basel
- BECKER, F. (2002): Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese.- Geologische Abhandlungen Hessen, Band **109**: 231 Seiten, 42 Abb., 5 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden 2002
- BECKER, R. E. & LAEMMLEN, M. (1984): Die östliche Fortsetzung von Hersfelder und Großenlüderer Graben.- Geol. Jb Hessen, **122**: 39-48, 4 Abb.; Wiesbaden
- BECKER, R. E. & LAEMMLEN, M. (1988): Geologische Verhältnisse am Altmorschen-Beisheimer- Grabenknie bei Wichte. – Geol. Jb. Hessen **116**: 45-104, 4 Abb.; Wiesbaden
- BECKER, R. E. (1989): Erläuterung zur Geol. Kte. von Hessen 1:25.000; Blatt Nr. 5023 Ludwigseck.- 237 S, 40 Abb., 21 Tab., 2 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden
- BECKER, R. E & KULICK, J. (1999): Erläuterungen zur Geol. Kte. von Hessen 1: 25.000; Blatt Nr. 4923 Altmorschen.- 394 S., 66 Abb., 34 Tab., 1 Beil., 1 Beibl.; Wiesbaden
- BEIERSDORF, H. (1969): Druckspannungsindizien in Karbonatgesteinen Südniedersachsens, Ostwestfalens und Nordhessens.- Geol. Mitt., Nr. **8**: 217-262; Hannover

- BETZ, D., FÜHRER, F., GREINER, G. & PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin.- Tectonophysics, **137**:127-170, 18 Abb.; Amsterdam
- BEYSCHLAG, F. (1886 a): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.- Preuß. Geol. L.-A., Lfg. 23, Bl. 29, Ermschwerd (=Hedemünden): 17 S., Berlin
- BEYSCHLAG, F. (1886 b): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.- Preuß. Geol. L.-A., Lfg. 23, Bl. 40, Witzenhausen: 37 S., 1 Karte; Berlin
- BEYSCHLAG, F. (1886 c): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.- Preuß. Geol. L.-A., Lfg. 23, Bl. 45, Großalmerode: 55 S., 1 Taf., 1 Karte; Berlin
- BEYSCHLAG, F. (1886 d): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten.- Preuß. Geol. L.-A., Lfg. 23, Bl. 46, Allendorf: 66 S., 1 Karte; Berlin
- BLUM, R., HORN, M., KOSCHYK, K (1984): Seismische Untersuchungen in der nördlichen Hessischen Senke.- Geol. Jb. Hessen, **112**: 219-233, 7 Abb.; Wiesbaden
- BOCK, H. (1980): Das Fundamentale Kluftsystem. – Ztschr. Dt. Geol. Ges. **131**: 627-650; Hannover
- BÖHI, D. B. (1994): Die dynamische Entwicklung von Sedimentabscherungen unter spezieller Berücksichtigung des Faltenjuras- eine Modellierung mit finiten Elementen.- Dissertationen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Bern, Nr. **3**: 241 S., diverse Abb., Taf. und Tab.; Bern
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland.- Geol. Jb., **76**: 597-636, 6 Abb.; Hannover
- BORCHERT, H. (1959): Ozeane Salzlagerstätten.- 276 S., Gebr. Borntraeger, Berlin
- BOSSE, H. (1931): Tektonische Untersuchungen an niederhessischen Grabenzonen südlich des Unterwerrasattels.- Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F., Heft **128**, S. 1-37, 1 Taf., 10 Abb., Berlin
- BREDE, R. E., HOTTENROTT, M & SCHUSTER, C. (1993): Zur Keuper-Stratigraphie im Netraer Graben (Bl. 4926 Herleshausen).- Geol. Jb. Hessen **121**: 61-81, 3 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden
- BRÜNING, U. (1986): Stratigraphie und Lithofazies des Unteren Buntsandsteins in Südniedersachsen und Nordhessen.- Geol. Jb., **A 90**: 3-125, 18 Abb., 9 Tab., 8 Taf.; Hannover
- BRÜNING, U. (1988): Die Zechstein/Buntsandstein-Grenze in Niedersachsen und Hessen.- Schwermineraluntersuchungen als Beitrag zur Geologie des Bröckelschiefers.- Geol. Jb. Hessen, **116**: 23-44, 3 Abb., 6 Tab.; Wiesbaden

- BÜCHNER, K.-H. (1996): Gefährdungsabschätzung für die Planung von Bauwerken in erdfallgefährdeten Gebieten Niedersachsens.- Z. angew. Geol., **42** (1): 14-19, 4 Abb.; Hannover
- BUSSE, E. (1952): Feinstratigraphie und Fossilführung des Trochitenkalks im Meißnergebiet, Nordhessen.- Notizbl. hess. L.-Amt f. Bodenforschung **3**; S. 118-137, 1 Tab., Wiesbaden
- BUSSE, E. (1956): Ein Wellenkalkprofil vom Fürstengarten in Kassel (Blatt Kassel – West).- Notizbl. hess. L.-A. Bodenforschung **84**: 176-183; Wiesbaden
- BUSSE, E. (1964): Stratigraphie des Unteren Muschelkalks (Wellenkalk) im wettlichen Meißnervorland.- Abh. Ver. Naturkde. Kassel, **62**: 1-35, 1 Tab.; Kassel
- BUSSE, E. & KUPFAHL, H.-G. (1975): Muschelkalk.- in Erl. zur Geol. Kte Hessen 1:25.000, Bl. 4823 Melsungen, 2. Auflage; S. 46-59, 1 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden
- CARLÉ, W. (1955): Bau und Entwicklung der süddeutschen Großscholle.- Beih. geol. Jb. **16**; Hannover
- CHOROWICZ, J., DHONT, D. & GÜNDOĞDU, N. (1999): Neotectonics in the eastern North Anatolian fault region (Turkey) advocates crustal extension: mapping from SAR ERS imagery and Digital Elevation Model.- Journal of Structural Geology **21**, Number 5: 511-532, Elsevier
- CLOOS, H. (1930): Künstliche Gebirge II- Natur und Museum, 60: 258-269; Frankfurt
- DECORPS Research Group (C): HEINRICHS, T. (compiler), GIESE, P., BANKWITZ, P., BANKWITZ, E. (1990): DECORPS 3 /MVE-90 (West)- preliminary geological interpretation of a deep near-vertical reflection profile between the Rhenish and the Bohemian Massifs, Germany.- Z. geol. Wiss., **22** (6): 771-801, 9 Abb.; Berlin
- DIETZ, C. (1925): Tektonik und Salz des unteren Eichsfeldes- Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik in Abhandlungen der Preußischen Geologischen Gesellschaft, Neue Folge, Heft **95**: 83-109; Berlin 1923-1925
- DOCKTER, J. (1980): Zur Triasgliederung und Symbolgebung in der DDR.- Z. geol. Wiss. **8**: 951-963, 7 Tab.; Berlin
- DOOLEY, T. & McCLAY, K. (1997): Analog Modelling of Pull-Apart Basins. – AAPG Bulletin, Vol **81**, No 11: 1804-1826; Oklahoma
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa.- Geologische Rundschau **77/1**: 127-141, 9 Abb.; Stuttgart
- DULA, W. F. Jr. (1991): Geometric models of listric normal faults an rollover folds.- AAPG Bull., **75**: 1609-1625; Oklahoma

- DUNHAM, R. J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Mem. Amer. Ass. Petrol. Geol., **54** (2): 107-250, 13 Abb.; Littleton/Colorado
- DÜNKEL, H. & VATH, U. (1990): Ein vollständiges Profil durch den Muschelkalk der Dransfelder Hochfläche im SW Göttingens.- Geol. Jb. Hessen **118**: 87-126, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden
- ELLENBERG, J. (1988): Rezente vertikale Erdkrustenbewegung als geologischer Prozeß.- Akad. Wiss., Geo-Kosmos-Wiss., 114 S.; Potsdam
- EINSELE, G. & SEILACHER, A. (1982): Cyclic and Event Stratification.- 536 S., 180 Abb.; Springer-Verlag Berlin-Heidelberg-New York
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik.- 374 S., 2. Aufl., Enke; Stuttgart
- FAUPEL, J. (1971): Geologische Untersuchungen im NW-Teil des Unterwerra-Sattels.- Diplomarbeit Univ. Göttingen: 106 S., 14 Abb., 3 Tab., 3 Anl., 1 Karte; Göttingen
- FAUPEL, J. (1973): Neue Beobachtungen zu den allochthonen Triasvorkommen („Schollen“) auf dem Unterwerra-Sattel bei Hundelshausen/Nordhessen.- N. Jb. Geol. Paläont., MH., Jh. 1973: 654-666, 5 Abb.; Stuttgart
- FLICK, H. (1986): Neuinterpretation in der „Klassischen Quadratmeile der Geologie“ am Harzrand.- Symposium Strukturgeologie, Kristallingeologie, Tektonik, 68-71, 2 Abb.; Tübingen
- FINKENWIRTH, A. (1970): Hydrogeologische Neuerkenntnisse in Nordhessen.- Notizbl. Hess. L.-A. f. Bodenforschung, **98**: 212-233, 1 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden
- FOLK, R. L. (1959): Spectral Subdivision of limestone types.- Amer. Ass. Petrol. Geol. Mem., **1**: 62-84, 7 Abb., 1 Taf.; Tulsa
- FRANTZEN, W. (1889): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover.- Jb. preuß. geol. L.-Anst. f. **1888**: 453-479; 2 Taf.; Berlin
- FRANTZEN, W. & V. KOENEN, A. (1889): Über die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland.- Jb. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst. f. **1888**: 440-454; Berlin
- FRANZKE, H. J. & JANSEN, C. (1984): Druckspannungsmessungen im Tafeldeckgebirge der DDR.- Z. Geol. Wiss **12**: 235-254, 12 Abb.; Berlin
- FRICK, F. (1969): Feinstratigraphische und mikrofazielle Untersuchungen im Plattendolomit (Ca³- Leine Serie) des Nordosthessischen Zechsteins.- Diss. Univ. Aachen: 106 S., 28 Abb., 3 Tab., 1 Taf., 3 Photo-Taf.; Aachen
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sediment-Petrologie Teil II: Sedimente und Sedimentgesteine.- 1141 S., 660 Abb., 113 Tab; Schweizerbarthsche Verlagsbuchhandlung; Stuttgart

- Geologische Übersichtskarte CC 5518 Fulda (1988): Maßstab 1:200.000, Bundesanstalt f. Geowiss. und Rohstoffe, Hannover
- Geologische Übersichtskarte CC 4781 Kassel (1979): Maßstab 1:200.000, Bundesanstalt f. Geowiss. und Rohstoffe, Hannover
- GIBBS, A.D. (1984): Journal of the Geological Society of London, **141**, 609-20; London
- GÖTZ, A. E. (1994): Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalks und Tektonik am Südwestrand des Kreuzburger Grabens (Bl. 4927 Kreuzburg/Westthüringen). – Geol. Jb. Hessen **122**: 23-38; 9 Abb.; 2 Tab.; 1 Taf.; Wiesbaden
- GREINER, G. & ILLIES, H. (1976): Spannungsmessungen- Probleme, Methoden, Ergebnisse.- Jb. SFB 77, Felsmechanik, Universität Karlsruhe: 133-154, 6 Abb.; Karlsruhe
- GREINER, G. (1976): In situ Spannungsmessungen und tektonischer Beanspruchungs-plan in Südwestdeutschland.- Geol. Rundsch., **65**: 55-65, 5 Abb.; Stuttgart (Enke)
- GREINER, G. & ILLIES, H. (1977): Central Europe: Active or Residual Tectonic Stresses.- Pageoph. Vol. **115**: 11-26, 8 Fig.; Basel (Birkhäuser)
- GRUPE, O. (1923): Zur Entstehung des Göttinger Leinetalgrabens, ein Beitrag zur Tektonik unserer mitteldeutschen Gräben.- Jb. preuß. geol. L.-A., **42**: 595-620, 3 Abb.; Berlin
- GRUMBT, E & LÜTZNER, H. (1983): Saxonische Tektonik und Basaltvulkanismus zwischen Thüringer Wald und Vorderrhön.- Z. geol. Wiss. **11**: 943-954, 2 Abb., 1 Tab.; Berlin
- GUNDLACH, H & STOPPEL, D. (1966): Zur Geologie und Geochemie der Schwerspatlagerstätten im Unterwerra-Grauwackengebirge.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **94**: 310-337, 22 Abb., 5 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden
- HELDMAIER, W. (1992): Zur Geologie am Nordendes des Werra-Grauwacken Sattels, S' Witzenhausen- Mikrofazies des Zechsteinkalkes (Ca1) auf der Nordhessischen Zechsteinplattform (Buchenauer Schwelle).- Dipl.Arbeit. Univ. Marburg: 91 S., zahlr. Abb., Tab., Taf. und Beil.; Marburg (unveröff.)
- HEMPTON, M. R. & NEHER, K. (1986): Experimental fracture, strain and subsidence patterns over en échelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins.- Journ. o. Structural Geol.. **Vol. 8, No. 6**: 597 - 605, Pergamon Journals Ltd.
- HERRMANN, A. & RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Frühdiagenetische Störungen der Schichtung und Schichtlagerung im Werra-Anhydrit (Zechstein 1) im Südwestharz.- Z. dt. geol. Ges., **105**: 689-702, 5 Abb., 3 Taf.; Hannover

- HERRMANN, A. (1956): Der Zechstein am südwestlichen Harzrand (seine Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik). Geol. Jb., **72**: 1-72, 4 Taf., 14 Abb., 1 Tab.; Hannover
- HIEKE, W. (1967): Feinstratigraphie und Paläogeographie des Trochitenkalks zwischen Leinetalgraben und Rhön.- Geologica et Palaeontologica, **1**; S. 57-86, 35 Abb., 4 Tab.; Marburg
- HINZE, C. (1967): Der Obere Buntsandstein (Röt) im südniedersächsischen Bergland.- Geol. Jb., **84**: 637-716, 4 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover
- HINZE, C. & JORDAN, H. (1981): Die Weststrandstörung des Harzes.- Z. dt. geol. Ges. , **132**: 17-28, 3 Abb.; Hannover
- HOLLÄNDER, R. (2000): Vom Salzkeil zur Decke – Struktur und Entwicklungsgang der Vogler-Homburgwald-Decke (Südniedersachsen)- Ber. Naturhist. Ges. Hannover, **142**: 78-148; Hannover
- HOEPPNER, R. (1956): Zum Problem der Bruchbildung, Schieferung und Faltung.- Geol. Rdsch. 45: 247-283, 28 Abb.; Stuttgart
- HÖLTING, B. (1992): Hydrogeologie- 4. Aufl., 415 S., 110 Abb., 40 Tab; Enke Verlag, Stuttgart
- HOLZAPFEL, M. (1998): Die allochthonen Triasschollen bei Hundelshausen/ Nordhessen.- Diss. Universität Würzburg, 79 S., 15 Abb., 8 Tab., 4 Anl.; Würzburg
- HORN, M. (1982): Geol. Karte 1:25.000, Bl. 4520 Warburg; mit Erläuterungen, 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beiblatt; Wiesbaden
- HORN, M. (1987): Muschelkalk.- in Erl. z. Geol. Karte Bl. 4925 Sontra; S. 113-120, 4 Abb.; Wiesbaden
- HUCKRIEDE, R. (1954): Über umgelagerte marine Kreide in Hessen.- N. JB. Geol. Palaeont., Mh., **8**: 351-361; Stuttgart
- ILLIES, H. (1975): Recent and palaeo-intraplate tectonics in stabile Europe and the Rhinegraben rift system.- Tectonophysics, **29** (1-4): 251-265, Amsterdam
- ILLIES, H. & GREINER, G. (1976): Regionales Stressfeld und Neotektonik in Mitteleuropa.- Oberrhein. geol. Abh. **25**: 1-40, 12 Abb.; Karlsruhe
- ILLIES, H. & GREINER, G (1979): Holocen movement and state of stress in the Rhinegraben rift system.- Tectonophysics **52**: 349-359; Amsterdam
- JACKSON, M.P.A & VENDEVILLE, B. C. (1994): Regional Extension as a geologic trigger for Diapirism. Geological Society of America Bulletin **106**: 57-73
- JACOBESHAGEN, V., KORITNIG, S., RITZKOWSKI, S., RÖSING, F., WITTIG, R. & WYCISK, P. (1977): Der Unterwerra-Sattel: sein Deckgebirge (Perm-Tertiär) und der gefaltete paläozoische Kern.- Exkursionsführer Geotagung '77, II. **Exk. C**:1-34; Göttingen

- JACOBESHAGEN, V., KUHNERT, C. & WYCISK, P. (1989): Geologie des Hohen Meißners in Nordhessen.- Berliner geowiss. Abh. (A), **114**: 9-76, 8 Abb., 5 Tab., 2 Beil.; Berlin
- JACOBESHAGEN, V., MÖLLER, K. & JÄKEL, D. (1993): Hoher Meißner und Eschweger Becken- Berliner Geogr. Abh., Heft **56**: 288 S., 95 Abb., 23 Tab., 5 Kten; Berlin
- JACOBESHAGEN, V. (1993): Zur Geologie der Umgebung von Eschwege in Nordhessen.- Berliner Geogr. Abh., **56**: 1-49, 11 Abb., 3 Tab., 1 Karte; Berlin (erschienen 1997)
- JACOBESHAGEN, V. (1997): Fossile und rezente Subrosion von Zechstein-Evaporiten der Region Eschwege- „Hoher Meißner“ (Nordhessen).- Z. geol. Wiss., **25** (3/4): 253-261, 5 Abb.; Berlin
- JANTOS, K. THEIN, J., DITTRICH, D. (2000): Tektonik und Feinstratigraphie der Trias im Bereich der Gipslagerstätte des Mittleren Muschelkalk bei Ralingen / Südeifel- Mainzer geowiss. Mitt., **29**, S.231-276, 23 Abb., 1 Tab.; Mainz
- JORDAN, P. & NÜESCH, R. (1989): Deformation Structures in the Muschelkalk Anhydrites of the Schafisheim Well (Jura Overthrust, Northern Switzerland)- Eclogae geol. Helv. Vol. **82/2**: 429-454; Birkhäuser Verlag, Basel
- KÄDING, K. C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken- Geol. Jb. Hessen, **106**: 123-130, 1 Tab.; Wiesbaden 1978
- KÄDING, K. C. (1987): Kali- und Steinsalzbergwerk Hattorf der Kali und Salz AG, Schachtanlage Hera.- Befahrung von Bohrkernen aus dem Zechstein des Werra-Fulda- Beckens und des Solling- Beckens.- Int. Symp. Zechstein **87**: Exkf. I; S. 57-68; 7 Abb.; Wiesbaden
- KAEVER, M. & MEIBURG, P. (1970): Die Tertiär-Relikte am Nordrand der Hessischen Senke.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **98**: 151-166, 5 Abb.; Wiesbaden
- KIENOW, S. (1935): Leinetalgraben und Werragrauwackengebirge, ein Beitrag zur Tektonik von Hebungsgebieten.- Geol. Rdsch., **26**: 145-146; Stuttgart
- KLAUSING, O. (1988): Die Naturräume Hessens und Karte 1:200.000. Schriftenreihe HLU, **67**: 43 S.; Wiesbaden
- KLEINERT, K. & EINSELE, G (1978): Sohlhebungen in Straßeneinschnitten in anhydrit-führendem Gipskeuper.- Ber. 3. Nat. Tag. Felsmech., Aachen: 103-124, 9 Abb.; Essen (DGEG)
- KLINGNER, F. (1929): Tektonische Untersuchungen im Leinetalgrabengebiete nördlich der Ahlsburgachse-Abh. d. preuß. Geol. LA. ; NF 116, 3 Taf., 14 Abb., Berlin
- KLINGNER, F. (1935): Das Problem der Triasschollen auf dem Grauwackensattel der unteren Werra bei Hundelshausen.- Z. dt. geol. Ges., **87**: 48-56, 3 Abb.; Berlin

- KLOHN, H. (1930): Der Eichenberg-Gothaer Graben unter vergleichender Betrachtung der Viernauer-Dislokationszone südlich Schmalkalden.- Abh. preuß. geol. L.-A., NF **116**: 113-162, 18 Abb., 2 Taf.; Berlin
- KORITNIG, S. (1978): Die „Blaue Kuppe“ bei Eschwege.- Der Aufschluß, Sdbd. **28** (Göttingen): 237-247; Heidelberg
- KÖNIG, S. & WREDE, V. (1994): Zur Tektonik der Harzränder.- Z. dt. geol. Ges., **145**: 153-177, 11 Abb.; Hannover
- KREUTZER, H. W. (1987): Palynologie, Stratigraphie und Tektonik im Becken von Großalmerode.- Giessener Geologische Schriften, **41**: 126 S.; Lenz-Verlag, Giessen
- KRUTZSCH, W. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mitteleozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen (klassische Biostratigraphien – paläobotanisch-ökologische Klimastratigraphie – Evolutions-Stratigraphie der Vertebraten).- N.Jb. Geol. Paläont. Abh., **186** (1-2): 137-253, 21 Abb., 6 Tab.; Stuttgart
- KULICK, J., LEIFELD, D., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAH, A. K. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes.- Geol. Jb., **D 68**: 3-223, 37 Abb., 15 Tab., 34 Taf.; Hannover
- KULICK, J. (1987): in Motzka-Nöring (1987): Erl. z. geol. Kte. 1:25.000 von Hessen Blatt 4925 Sontra; Wiesbaden
- LACHMANN, R. (1912): Der Bau des niederhessischen Berglandes bei Hundelshausen.- Jber. schles. Ges. vaterl. Cult. für 1913, **90**: 13-61, VI. Abt., 8 Abb.; Breslau
- LAEMMLEN, M. (1975): Erläuterung zur geol. Kte v. Hessen 1:25.000, Blatt 5225 Geisa 2. Aufl., 272 S.; Wiesbaden
- LAEMMLEN, M. & PRINZ, H. & ROTH, H. (1979): Folgerscheinung des tiefen Salinarkarstes zwischen Fulda und der Spessart-Rhön-Schwelle.- Geol. Jb. Hessen **107**: 207-250; 29 Abb.; Wiesbaden
- LAEMMLEN, M. (1987): Neu aufgefundene tektonische Strukturen im Bereich des osthessischen Fuldaberglandes und deren genetische Deutung.- Geol. Jb. Hessen **115**: 285- 303; Wiesbaden
- LAEMMLEN, M. (1994): Schutzwürdige geologische Objekte in der Rhön.- Jber. Mitt. Oberrhein. geol. Ver., N. F. **76**: 199-217, 8 Abb.; Stuttgart
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1960): Zur Geologie im Gebiet des Holunger Grabens (Ohmgebirgsgrabenzonen).- Geologie, **9**, Heft 1: 36-57, 11 Abb.; Berlin
- LANGBEIN, R. (1985): Fluvial to marine transitional depositional environment influencing diagenesis in the Buntsandstein of Thuringia.- in Mader, D.: Aspects of

- fluvial sedimentation in the lower triassic Buntsandstein of Middle Europe. Lecture Notes in Earth Sciences ,**4**; Berlin-Heidelberg-New York (Springer)
- LANGBEIN, R. (1987): The Zechstein sulphates: The state of art.- In Peryt, T.M. (Hrsg.): The Zechstein Facies in Europe. Lecture Notes of Earth Science, **10**: 143-188, 22 Abb., 3 Tab.;(Springer) Berlin
- LEMMER, F. & RAMBOW, D (1994): Die Höhenlage der Rötbasis im Raum Kassel und über Zechsteinaufsprengungen an nordhessischen Gräben.- Geol. Jb. Hessen, **122**:13-21, 1 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden
- LISZKOWSKI, J. (1973): Bemerkungen über die Geomechanik von Erdfällen.- Proc. Symp. IAEG „Erdfälle und Bodensenkungen“, Hannover, **T2**, F: 1-5; Essen
- LOTZE, F. (1932): Überschiebungerscheinungen auf der Nordostseite der Ahlsburg-achse bei Hillerse (südlich Northeim).- Abh. preuß. geol. L.-A., NF, **139**: 87-99, 9 Abb., Berlin
- LOTZE, F. (1938): Das Problem der saxonischen Faltung.- Geotekt. Forsch. **3**; S. 73-83; Berlin
- MCCLAY, K.R. & ELLIS, P.G. (1987): Geometries of extensional fault systems developed in model experiments- Geology, Vol. **15**: 341-344; London
- MCCLAY, K. R. & BONORA, M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems.- AAPG Bulletin, V. **85**, No. 2: 233-260; Wisconsin
- MANDL, G. (1988): Mechanics of Tectonic Faulting- Models and Basic Concepts.- Developments in Structural Geology, Vol. **1**: 407 S.; Elsevier, Amsterdam
- MARTINI, H.J. (1937): Die Grabenzonen westlich von Kassel als Trennfugen großer Schollen.- Z. deutsch. Geol. Ges., **88**: 580-614, Berlin
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs.- Geotekt. Forsch. **62**: 1-267, 84 Abb., 8 Beilag., 1 Taf.; Stuttgart
- MEIER, D. (1975): Zu einigen Sedimentgefügen der Werra-Sulfate (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle.- Z. geol. Wiss., **3** (10): 1333-1347; Berlin
- MEIER, D. & KRONBERG, P. (1989): Klüftung in Sedimentgesteinen.- 116 S., 75 Abb.; Enke-Verlag, Stuttgart
- MEIER, D. (1993): Abschiebungen: Geometrie und Entwicklung von Störungen im Extensionsregime.- 142 S., 112 Abb.; Enke-Verlag, Stuttgart
- MEIER, R. (1977): Turbidite und Olisthostrome- Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats (z1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südhazares.- Akad. Wiss. Zentralinst. Physik Erde, **50**: 1-45, 14 Abb., XVII Abb.; Potsdam

- MENNING, M. (1990): A new scheme for the Permian and Triassic successions of Central Europe.- *Permophiles Newslett. Subcommiss. Permian Stratigr.*, **16**: 14; Nanjing
- MENNING, M. (1995): A Numerical Time Scale for the Permian and Triassic Periods: An Integrated Time Analysis.- In: P.A. SCHOLLE, T. M. PERYT & D.S. ULMER-SCHOLLE (Hrsg.): *The Permian of Northern Pangea.*, Vol. **1**: 77-97, 5 Abb.; Berlin (Springer)
- MESCHEDE, M. (1994): *Methodik der Strukturanalyse.*- 156 S., zahlr. Abb.; Enke, Stuttgart
- MICHAEL, J. (1997): *Tektonomechanik im nordosthessischen Buntsandsteingebirge.*- Diss. Philipps-Univ. Marburg, 215 S., zahlr. Abb. und Tab.; Marburg
- MIXIUS, K. F. (1940): *Das hessische Grabengebiet im Süden der Sollingscholle.*- *Geotekt. Forsch.*, Heft **5**: 60-125; Berlin
- MÖBUS, H.-M. (1998): *Geologische Kartierung im nordwestlichen Teil des Blattes 4926 Herleshausen unter besonderer Berücksichtigung der Rutschungen an der Röt/ Muschelkalkgrenze.*- Dipl.-Arbeit Univ. Marburg, 168 S., zahlreiche Abb. und Tab., Anhang mit zahlreichen Taf. und Karten; Marburg (unveröff.)
- MOESTA, F. (1876): *Erläuterung zur geol. Spezialkarte von Preußen und den Thüringischen Staaten, Blatt Netra (4926 Herleshausen)*, 28 S.; Berlin
- MOESTA, F. (1884): *Das Liasvorkommen bei Eichenberg (Hessen), in Beziehung auf allgemeine Verhältnisse des Gebirgsbaues im Nordwesten des Thüringer Waldes.*- *Jb. Kgl. preuß. Geol. Landesamt und Bergakademie für 1883*: 57-80, 3 Taf., 1 Karte; Berlin
- MÖLLER, H. (1985): *Petrographie und Fazies des Plattendolomits (Leine-Karbonat, Ca₃) im hessischen Zechstein-Becken.*- *Bochumer geol.- und geotechn. Arb.*, **20**: 255 S., 92 Abb., 13 Tab., 14 Taf.; Bochum
- MÖLLER, K. (1988): *Reliefentwicklung und Auslaugung in der Umgebung des Unterwerra-Sattels (Nordhessen).*- *Berliner Geogr. Abh.*, Heft **48**: 187 S., 55 Abb., 20 Tab., 2 Karten; Berlin
- MOTZKA-NÖRING, R. (1987): *Erläuterungen zur Geol. Karte von Hessen Blatt 4925 Sontra*; 296 S., 91 Abb., 14 Tab., 6 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden
- MÜLLER, L. (1978): *Der Felsbau, III. Band, Tunnelbau.*- 945 S., 612 Abb., 50 Taf.; Stuttgart (Enke)
- MÜLLER, P. & SIEMES, H. (1974): *Festigkeit, Verformbarkeit und Gefügeregelung von Anhydrit- Experimentelle Stauchverformung unter Manteldrücken bis 5 kbar bei Temperaturen bis 300° C- Tectonophysics*, **23**: 105-127; Elsevier, Amsterdam

- MÜLLER, P. & SCHMID, S.M. & BRIEGEL, U. (1981): Deformation Experiments on Anhydrite Rocks of Different Grain Size: Rheology and Microfabric.- Tectonophysics, **78**: 527-543; Amsterdam
- MÜLLER, W. H. & BRIEGEL, U. (1977): Experimentelle Untersuchungen an Anhydrit aus der Schweiz.- Eclogae geol. Helv., Vol. **70/3**: 685-699, 12 Abb., 1 Tab., Basel
- MÜLLER, W. H. & BRIEGEL, U. (1980): Mechanical aspects of the Jura overthrust.- Eclogae geol. Helv., Vol. **73/3**: 239-250, Basel
- MUNK, C. (1983): Vergleichende Gefügeuntersuchungen für den Tunnelbau im Buntsandstein.- Diss. Univ. Marburg, 146 S., 48 Abb., 12 Anl.; Marburg
- NAUMANN, G. & PRINZ, H. (1989): Die Bedeutung richtungsabhängiger tektonischer Gebirgsauflockerung für den Tunnelbau im Buntsandsteingebirge. – Felsbau **7**: 190-197, 10 Abb.; Essen (Glückauf)
- NAYLOR, M. A. & MANDL, G. & SIJPESTEIJN, C.H.K (1986): Fault geometries in basement- induced wrench faulting under different initial stress states.- Jour. O. Struct. Geol.; Vol. **8**; No. 7: 737-752; Elsevier; Amsterdam
- NEGENDANK, J. (1983): Trier und Umgebung - Sammlung geologischer Führer, **60**, 2. Aufl.; Borntraeger, Berlin-Stuttgart
- NUNNS, A. G. (1991): Structural restoration of seismic and geologic sections in extensional regimes.- AAPG Bull., **75**: 278-297; Oklahoma
- ORTLAM, D. (1969): Paläoböden im höheren Buntsandstein des mittleren Schwarzwaldes.- Geol. Jb. **87**: 61-88, 9 Abb., 1 Tab.; 2 Taf.; Hannover
- PARK, R. G. (1997): Foundations of Structural Geology.- Third Edition, 202 p; Chapman & Hall, London
- PETRASCHEK, W. E (1931): Tektonische Studien am nördlichen Solling und am Südrand des Elfas.- Abh. Preuß. Geol. Landesanstalt, N.F., Heft **128**: 129-147, 2 Taf., 9 Abb.; Berlin
- PLAUMANN, S. (1978): Die Schwerekarte des Westharzes.- Geol. Jb., **E12**: 23-29, 1 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover
- PRINZ, H. (1988): Ein Beitrag zur Kinematik der saxonischen Tektonik anhand der Tunnelaufschlüsse an der DB- Neubaustrecke in Ost- und Nordhessen.- Geol. Jb. Hessen **116**: 169-187; Wiesbaden
- PRINZ, H. (1991): Abriß der Ingenieurgeologie.- 466 S., 352 Abb., 74 Tab.; 2. Aufl.; Enke Verlag, Stuttgart
- PRINZ, H. (1997): Abriß der Ingenieurgeologie.- 546 S., 415 Abb., 84 Tab.; 3. Aufl.; Enke Verlag, Stuttgart

- PRINZ, H. (2001): Tektonisches Modell als Ursache für ungewöhnliches Gebirgsverhalten.- Mitt. f. Ingenieurgeologie und Geomechanik, Bd. 4, Festkolloquium „140 Jahre Geologie an der TU-Wien“: 43-56; Wien
- PUFF, P. (1970): Grenzziehung und Paläotektonik im höheren Buntsandstein.- Geologie **19**: 803-812, 1 Abb.; 2 Tab.; Berlin
- RAHE, B, FERRIL, D. A., MORRIS, A. P. (1998): Physical analog modelling of pull-apart basin evolution- Tectonophysics **285**: 21-40; Elsevier, Amsterdam
- RAMBOW (1967): Die Solling-Folge und der untere Röt (Buntsandstein) in der Niederhessischen Senke- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **95**: 83-101, 2 Abb.; Wiesbaden
- RAMBOW (1976): Profile durch den Mittleren Buntsandstein an der Ostflanke des nordhessischen Teilbeckens (Gebiet östlich Kassel).- Geol. Jb. Hessen, **104**: 43-49; Wiesbaden
- READING, H. G. (1982): Sedimentary basins and global tectonics. – Proc. Geol. Assoc. **93**: 321-350
- REIMANN, M. (1984): Die unterschiedliche Vergipsungsbereitschaft permischer und triadischer Sulfatvorkommen- dargestellt an ausgewählten Beispielen mit neuen Hinweisen auf die Lagerstättenprojektion.- Z. dt. geol. Ges., **135**, S. 437-460, 10 Abb., 2 Tab.; Hannover
- REITZ, E. (1989): Devonische Sporen aus Phylliten vom Südrand des Rheinischen Schiefergebirges.- Geol. Jb. Hessen, **117**: 23-35; Wiesbaden
- RHEINECKER, J., SCHNEIDER, G (2002): Zur Neotektonik der Zollernalb: Der Hohenzollerngraben und die Albstadt-Erdbeben.- Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., **N.F. 84**: 391-417, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im hessischen Raum.- Jb. Reichsst. Bodenforsch., **61**: 283-332, Taf. 23-25, 19 Abb.; Berlin
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Über saline Sedimentation.- Z.dt. geol. Ges. **105**: 593-645, 30 Abb. 6 Taf.; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins.- Z. dt. geol. Ges., **105**: 843-854, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955c): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. Bericht über eine Exkursion zu den Zechsteinaufschlüssen dieses Gebietes anlässlich der Frühjahrstagung der Deutschen Geologischen Gesellschaft in Goslar 1953.- Z. dt. Geol. Ges., **105**: 876-899, 8 Abb.; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1968): Saxonische Tektonik als Indikator erdtiefer Bewegungen.- Geol Jb. **85**: 997-1030, 20 Abb.; Hannover

- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. –Geol. Jb. A **25**: 127-132; 1 Abb., 1Taf.; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1977): Saxonische Tektonik, Hans Stilles Begriff aus heutiger Sicht.- Z. dt. geol. Ges. **128**: 11-23; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite: Fazies und Genese. Geol. Jb **A 85**: 85 S., 50 Abb., 7 Taf.; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegend/Zechstein. -Geol. Jb Hessen **115**: 117-129, 7 Abb.; Wiesbaden
- RITZKOWSKI, S. (1967): Mittel-Oligozän, Ober-Oligozän und die Grenze Rupel/Chatt im nördlichen Hessen.- N. JB. Geol. Paläont. Abh., **127**: 293-336; Stuttgart
- RITZKOWSKI, S & RÖSING, F. unter Mitwirkung von BÜHMANN, D. & WALTER, M. (1977): Exkursion K. Tertiär Nordhessens.- Exkursionsführer Geotagung 77, II, Exk. K.: 63-111, 16 Abb.; Göttingen
- RITZKOWSKI, S. (1978): Geologie des Unterwerra-Sattels und seiner Randstrukturen zwischen Eschwege und Witzenhausen (Nordhessen).- Der Aufschluß, Sonder-Bd. **28**: 187-204, 5 Tab., 1 Karte; Heidelberg
- RÖSING, F. (1966): Erläuterung zur Geol. Kte von Hessen 1:25.000 Blatt 4621 Wolfhagen.- 246 S., 13 Abb.; Wiesbaden
- ROSSMANITH, H.-P. (1989): Felsbruchmechanik- eine kurze Einführung.- Österr. Ing.- und Architektenzeitschrift (ÖIAZ), **134**: 515-527, 21 Abb; Wien
- ROSSMANITH, H.-P. (1990): Felsbruchmechanik- gestern, heute, morgen.- Felsbau **8**; Nr. 2; S. 68-73, Essen (Glückauf)
- SCHMID, M. (1991): Der variszische Stockwerkbau des Unterwerra-Grundgebirges- das tektonische Bindeglied zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge.- Braunschweiger geol.- paläont. Diss. **12**, 82 S., 5Tab., 3 Taf., 3 Kt.; Braunschweig
- SCHMIDT, H. (1931): Die ursprünglichen Zusammenhänge zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge.- Die Naturwiss., **19**: 911-916, 3 Abb; Berlin
- SCHMIDT, S. (1999): Rutschungen in der Rhön- Beurteilung der Hangstabilität des Mittleren und Oberen Ulstertal (hess. Rhön).- Diss. Philipps-Univ. Marburg, 129 S., zahlr. Abb. und Tab.; Marburg
- SCHMITT, G. E. (1990): Naturkundliche Wanderungen in Hessen.- 158 S., 62 Abb.; Hitzeroth-Verlag, Marburg
- SCHREIBER, U. & ROTSCH, S. (1998): Cenozoik block rotation according to a conjugate shear system in central Europe- indications from paleomagnetic measurements.- Tectonophysics, **299** (1998): 111-142; Amsterdam (Elsevier).

- SCHRÖDER, B. (1976): Saxonische Tektonik im Ostteil der Süddeutschen Scholle.- Geol. Rdsch. **65**: 34-54, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart
- SCHROEDER, E. (1925): Tektonische Studien an niederhessischen Gräben.- Abh. Preuß. Geol. L.-Anst.; N.F. **95**: 57-82, 2Abb., 3 Taf.; Berlin
- SCHUBART, W. (1955): Zur Stratigraphie, Tektonik und den Lagerstätten der Witzenhäuser Grauwacke.- Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **10**: 67 S., 8 Abb., 4 Taf.; Wiesbaden
- Schultz-Ela, D.D. & Walsh, P. (2002): Modeling of grabens extending above evaporites in Canyonlands National Park, Utah.- Journal of Structural Geology **24**: 247-275; Elsevier, Amsterdam
- SCHULZE, H. (1977): Geologische Untersuchungen im Zentrum des Unterwerra-Sattels unter besonderer Berücksichtigung der Tektonik und Petrographie der Werra-Grauwacke.- Unveröff. Dipl.-Arb: 110 S.; Göttingen
- SEIDEL, G. (1995): Geologie von Thüringen.- 556 S., 137 Abb., 36 Tab., 5 Taf.; Schweizerb. Verlagsbchndl., Stuttgart
- SEMMELE, A. (1964): Junge Schuttdecken in hessischen Mittelgebirgen.- Notizbl. Hess. L.-Amt f. Bodenforschung **92**: 275-285, 3 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden
- SHELTON, J. W. (1984): Listric normal Faults: an illustrated Summary- AAPG-Bulletin, **V. 68, No 7** (July 1984): 801-815, 32 Figs.; Oklahoma
- SPIERLING, P. (1985): Geologische Kartierung des Trimbergs und des östlichen Vierbachtals südwestlich von Eschwege (Nordhessen).- Unveröff. Dipl.-Kartierung Freie Univ. Berlin, 32 S.; Berlin
- SIMS, D., FERRIL, D. A., STAMATAKOS, J. A. (1999): Role of a ductile décollement in the development of pull-apart basins: Experimental results and natural examples- Journal of Structural Geology **21**, p. 533-554, Pergamon, Elsevier; Amsterdam
- STEINER, W. & SEIDEL, G. (1974): Permosiles – In: HOPPE, W. & SEIDEL, G. (Hrsg.): Geologie von Thüringen: 811-827, 4 Abb.; Gotha-Leipzig (Haack).
- STETS, J. (1990): Ist die Wittlicher Rotliegend-Senke (Rheinisches Schiefergebirge) ein „pull-apart“ Becken?- Mainzer geowiss. Mitt. **19**: 81-98, 8 Abb.; Mainz
- STILLE, H. (1910): Die mitteldeutsche Rahmenfaltung.- Jber. niedersächs. geol. Verein **3**; Hannover
- STILLE, H. (1913): Die kimmerische (vorcretazische) Phase der saxonischen Faltung des deutschen Bodens.- Geol. Rdsch., **4**: 362-386, 1 Abb.; Leipzig-Berlin
- STILLE, H. (1914): Die saxonische „Faltung“.- Z. dt. geol. Ges. **65**; Mber.: 575-593; 5 Abb.; Berlin

- STILLE, H. (1923/1925): Die saxonischen Brüche. – Göttinger Berichte zur Saxonischen Tektonik, Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **95**: 194-207, 1 Abb., 1 Taf.; Berlin
- STILLE, H. (1930): Das Einsetzen der „saxonischen“ Richtung im westdeutschen Jungpaläozoikum.- Abh. Preuß. Geol. L. -Anst.; N. F.; **116**: 38-74, 3 Taf.; Berlin
- STILLE, H. & LOTZE, F. (1933): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Göttingen, 1:100.000, mit Erl.- Hrsg. Preuß. Geol. L.-A.: 67 S., 14 Abb., 1 Karte; Göttingen/Berlin
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H. (1968): Die Schwerspatvorkommen im Unterwerra-Grauackengebirge und Richelsdorfer Gebirge.- Aufschluß, Sonderh. **17**: 139-147, 8 Abb.; Heidelberg
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H (1978): Zur Geologie und Bergbaugeschichte der Schwerspat- und Kobalterzvorkommen im Unterwerra-Grauackengebirge und Richelsdorfer Gebirge.- Aufschluß, Sonderb. **28**: 261-285, 23 Abb.; Heidelberg
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H (1983): Zur Schwerspatmineralisation und Zechstein-Stratigraphie im Richelsdorfer Gebirge (NE-Hessen)- Z. dt. geol. Ges., **134**: 247-268, 7 Abb., 1 Tab., Hannover
- STOPPEL, D. & GUNDLACH, H (1984): Junge Mineralisationen im Südwestharz und in Nordhessen.- Schr.-R. Ges. dt. Metallhütten- u. Bergleute, **41**: 79-90, 1 Abb.; Weinheim
- SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993): Beschluss zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein / Buntsandstein / Muschelkalk und zu Neubenennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland.- Nachr. Dt. geol. Ges. **49**: 76-81; Hannover
- SWANSON, M. T. (1988): Pseudotachylite-bearing strike-slip duplex structures in the Fort Foster Brittle Zone of southernmost Maine.- J. Struct. Geol. **10**: 813-828, Oklahoma
- THEUERJAH, A. K. (1987): Metallfazies, Zonierung und Genese des Kupferschiefers.- in MOTZKA-NÖRING (1987): Erl. Geol.Kte. 4925 Sontra, 296 S., 91 Abb., 14 Tab., 6 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden
- THIENHAUS, R. (1962): Stratigraphie, Tektonik und Eisenerzföhrung des Lias-Muldengrabens von Bislich am Niederrhein.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 199-218, 7Abb., 2 Tab.; Krefeld
- TRUSHEIM, F. (1961): Über Diskordanzen im Mittleren Buntsandstein Norddeutschlands zwischen Ems und Weser.- Erdöl- Z. **77**, H 9: 361-367; 7 Abb.; Wien
- TUCKER, M. E. (1985): Einführung in die Sedimentpetrologie- 265 S., 219 Abb., 20 Tab.; Enke Verlag, Stuttgart

- TWISS, R. J. & MOORES, E. M (1992): Structural Geology- 532 p.; W. H. Freeman & Company, New York
- VENDEVILLE, B., COBBOLD, P. R., DAVY, P., BRUN, J. P. & CHOUKROUNE, P. (1987): Physical models of extensional tectonics at various scales.- In COWARD, M. P., DEWEY, J. F & HANCOCK, P. L. (eds): „Continental Extensional Tectonics“, Geol. Soc. Spec. Publ., **28**: 95-107; London
- VOGT, A. (1992): Zur Geologie des Gebietes östlich von Hundelshausen (Werra-Grauwackengebirge, Nord-Osthessen); Teil I Kartierbericht, Teil II Gefährdungsabschätzung im Sulfatkarst östlich von Hundelshausen (Kartierung, Hydrogeologie, Petrographie und Geophysik).- Dipl.Arbeit. Univ. Marburg: 71 S., 50 Abb., 6 Tab., 7 Beil.; Marburg (unveröff.)
- WALTER, R. (1995): Geologie von Mitteleuropa, 566 S., 6. Aufl.; Schweizerbarth, Stuttgart
- WALTHER, M. (1978): Geologie des nördlichen Hohen Meißners (TK 25, Blatt 4725 Bad Sooden-Allendorf, Nordhessen).- Diplomarbeit Universität Göttingen, unveröff., 151 S.; Göttingen
- WAGENBRETH, O. (1963): Zerrung und Pressung und ihr Verhältnis zueinander in der germanotypen Tektonik.- Geologie **12**; H 3: 249-263, 16 Abb.; Berlin
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung.- Z. Dtsch. Geol. Ges., **82**: 179-186; Berlin
- WEBER, H (1967): Die Oberflächenformen des festen Landes.- 2. Aufl. 367 S., 40 Taf.; Leipzig (Teubner)
- WENZEL, B. (1994): Zur Lithostratigraphie und Sedimentologie des Röts und zu den Massenverlagerungen an der Röt-Muschelkalkgrenze in Nordosthessen. Gießener Geol. Schriften **53**: 379 S.; Lenz- Verlag, Gießen
- WERNICKE, B. & BURCHFIEL, B. C. (1982): Modes of extensional tectonics- Jour. of Structural Geology, **Vol. 4, No. 2**: 105 – 115; Pergamon Press Ltd.
- WILCOX, R. E., HARDING, T. P. & SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics.- Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**: 74-96; Oklahoma
- WITTIG, R. (1968): Stratigraphie und Tektonik des gefalteten Paläozoikums im Unterwerra-Sattel.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **96**: 31-67, 6. Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden
- WITTIG, R. (1970): Rotliegend im Unterwerra-Sattel (Nordhessen).- Gött. Arb. Geol. Paläont.; **5** (H. Martin-Festschrift): 135-144, 5 Abb.; Göttingen
- WITTIG, R. (1974): Tiefoberdevonische Grauwacken unter der Hessischen Senke.- Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforschung, **102**: 46-57, 3 Abb.; Wiesbaden

- WOODCOCK, N.H. & FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes.- J. o. Struct. Geol., Vol. **8**, No. 7: 727-735; Oklahoma
- WREDE, V. (1988): Der nördliche Harzrand- flache Abscherbahn oder wrench-fault-system?- Geologische Rundschau **77/1**: 101-114, 11 Abb.; Stuttgart
- WUNDERLICH, H. G. (1973): Plattentektonik in kritischer Sicht.- Z.d. geol. Ges. **124**: 309-328; Hannover
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogenes Mittlerer Buntsandstein / Hessische Senke).- Berliner Geowiss. Abh. (A) **54**; 104 S.; 39 Abb.; 2 Tab.; 9 Taf.; Berlin
- ZARUBA, Q. & MENCL. V. (1969): Landslides and their Control.- 202 S., 155 Fig., 2 Tab.; Prag (Academia)
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V.- 130 S., 29 Abb., Tafelbd.; Den Haag
- ZIEGLER, P. A. (1987): Late Cretaceous and Cenozoic intra-plate compressional deformations in the alpine foreland- a geodynamic model. Tectonophysics **137**: 389-420, 11 Abb.; Amsterdam

Lebenslauf

Persönliche Daten

Name	Heinz-Martin Möbus
Straße	Untere Zahlbacher Straße 46
Wohnort	55131 Mainz
Geburtsdatum	11.06.1971
Geburtsort	Frankenberg/Eder

Ausbildungsdaten

Schulausbildung	1978-1981	Grundschule Löhlbach
	1981-1987	Realschule Bad Wildungen
	1987-1990	Gustav-Stresemann-Gymnasium Bad Wildungen
Wehrdienst	1990-1991	Fritzlar
Studium	1992-1999	Geologie an der Philipps-Universität Marburg mit Hochschulabschluss als Diplom-Geologe
Promotion	1999-2004	

Berufspraxis

06/99 bis 07/01	FB Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg; Wissenschaftlicher Mitarbeiter
08/01 bis 09/04	Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz, Mainz; Wissenschaftlicher Angestellter
seit 09/04	Landesamt für Geologie, Rohstoffe und Bergbau Baden- Württemberg, Freiburg; Wissenschaftlicher Angestellter

Mainz, den 08.09.04

Erklärung

Ich versichere, daß ich meine Dissertation „Allochthone Triasschollen am Unterwerrasattel als Schlüssel zum Verständnis saxonischer Grabentektonik“ selbstständig, ohne unerlaubte Hilfe angefertigt und mich dabei keiner anderen als der von mir ausdrücklich bezeichneten Quellen und Hilfen bedient habe.

Die Dissertation wurde in der jetzigen oder einer ähnlichen Form noch bei keiner anderen Hochschule eingereicht und hat noch keinen sonstigen Prüfungszwecken gedient.

(Ort / Datum)

(Unterschrift mit Vor- und Zunamen)