

scriptum

Geowissenschaftliche
Arbeitsergebnisse
aus Nordrhein-Westfalen

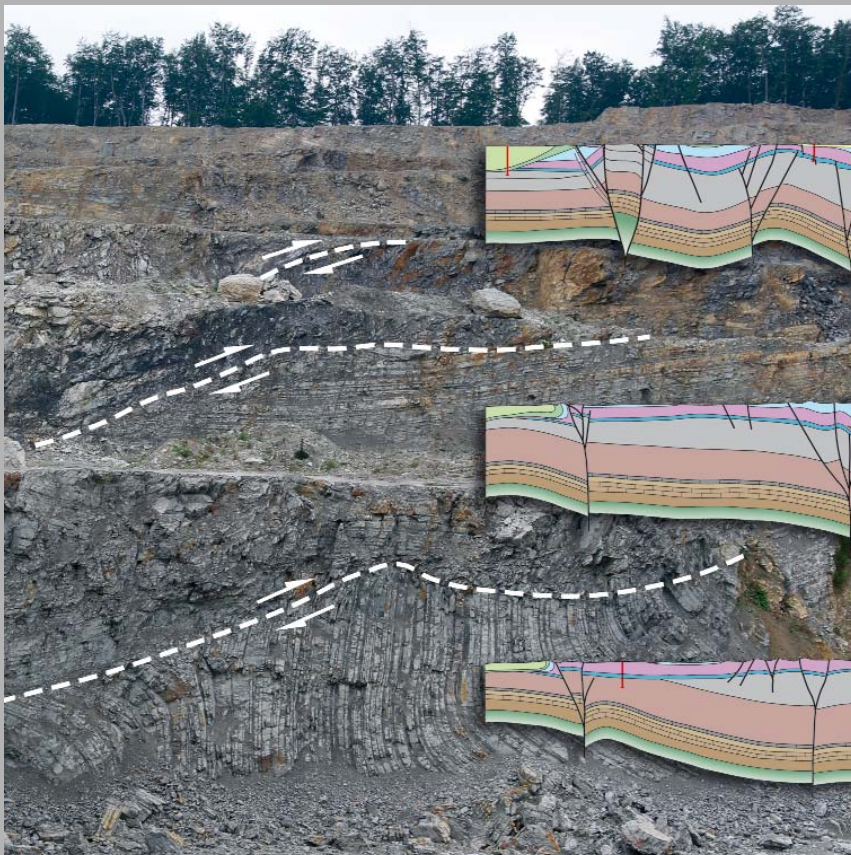
online

7

Elemente der Osning-Störungszone (NW-Deutschland)

Leitstrukturen einer Blattverschiebungszone

von Günter Drozdzewski & Manfred Dölling



Elemente der Osning-Störungszone (NW-Deutschland)

Leitstrukturen einer Blattverschiebungszone

Elements of the Osning Fault Zone (NW-Germany)

Key Structures of a Strike-Slip Zone

Günter Drozdowski und Manfred Dölling

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen
– Landesbetrieb –
De-Greiff-Str. 195
D-47803 Krefeld

Inhalt

1	Einführung und Zielsetzung	5
2	Strukturelle Übersicht	6
3	Leitstrukturen der Blattverschiebungstektonik	14
3.1	Synthetische Störungen	16
3.2	Antithetische Störungen	21
3.3	Overlap Structures	22
3.4	Flower Structures	25
3.4.1	Osning-Überschiebug	25
3.4.2	Haßberg-Zone	26
3.4.3	Dörenberg-Struktur	27
3.5	Schollenrotationen	28
3.6	Asymmetrisches Strike-Slip Basin, Münsterland-Becken	30
4	Horizontalkomponenten an der Osning-Störungszone	30
5	Vertikalkomponenten an der Osning-Störungszone	32
6	Hauptspannungsrichtungen an der Osning-Störungszone	32
7	Zeitlichkeit der tektonischen Bewegungen	33
8	Schlussfolgerungen	34
9	Dank	35
10	Schriftenverzeichnis	36

Impressum

Alle Rechte vorbehalten

scriptum *online*

Geowissenschaftliche Arbeitsergebnisse aus Nordrhein-Westfalen

© 2018 Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen – Landesbetrieb –
De-Greif-Straße 195 · 47803 Krefeld · Postfach 10 07 63 · 47707 Krefeld
Fon 0 21 51 897-0 · poststelle@gd.nrw.de
www.gd.nrw.de

Satz und Gestaltung:

Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen

Für den Inhalt des Beitrags sind die Autoren allein verantwortlich.

scriptum *online* erscheint in unregelmäßigen Abständen.
Kostenloser Download über www.gd.nrw.de

ISSN 2510-1331

Kurzfassung

Die herzynisch streichende Osning-Störungszone bildet einen ca. 200 km langen Schollenrand, der das Niedersachsen-Becken im Süden begrenzt und vom Münsterland-Becken trennt. Struktur und Kinematik der Osning-Störungszone werden auf der Grundlage von Blattverschiebungstektonik analysiert. Diese übergeordnete Strukturierung der dextralen Blattverschiebungszone erfolgt durch fünf synthetische, zumeist linkstretende Teilsegmente, und zwar vom Gronau-Segment im Nordwesten bis zum Falkenhagen-Segment im Südosten. Zwischen den einzelnen Segmenten entstanden infolge überwiegend einengender Übertritte W – E streichende Fiederfalten als Verbindungsstrukturen (overlap structures), wie der Rothenfelde-, der Ochtrup- und der Waldhügel-Sattel. Sie können als Beleg für ein N – S gerichtetes Paläostressfeld während der Oberkreide-Zeit gelten.

Neben den synthetischen Strukturelementen sind antithetische Störungen kennzeichnende Elemente der Blattverschiebungstektonik am Osning. Als sinistrale Querstörungen wurden sie während des Schervorganges deformiert und teilweise zu Überschiebungen transformiert (z. B. Bielefeld- und Wistinghausen-Querstörung).

Weitere markante Leitstrukturen der Blattverschiebungszone sind overlap structures, wie die Ibbenbüren- und die Hüggel-Scholle als push up, die Grotenburg-Scholle als pull apart, positive und negative flower structures (Osning-Überschiebung und Haßberg-Zone) sowie Schollenrotationen.

Auch in den benachbarten Randschollen der Osning-Störungszone, dem Niedersächsischen Tektogen (hier Osning-Scholle genannt) und dem Münsterland-Becken sind kennzeichnende Elemente von Blattverschiebungstektonik nachweisbar.

Die Vertikalkomponenten der verschiedenen Segmente der Osning-Störungszone betragen zwischen $x \cdot 100$ und 2 000 m, während die Horizontalkomponenten mit Beträgen zwischen 1,5 und 10 km deutlich größer sind.

Abstract

In the present study the geometry and kinematics of the Osning fault zone are analyzed and interpreted of strike-slip tectonics. The fault zone presented is an approx. 200 km long dextral strike-slip fault zone with an echelon arranged synthetic elements. The structuring of the strike-slip fault zone is characterized by mostly left kicking oriented compressive connecting structures (overlap structures). In addition to characteristic synthetic elements the fault zone is divided by antithetic faults into partial segments. They were deformed and partly transformed into thrusts during strike-slip processes.

Characteristic elements of a strike-slip fault zone, such as the Ibbenbüren and Hüggel push ups, the Grotenburg pull apart, and positive and negative flower structures at the Osning thrust fault can be detected at the Osning fault zone.

Likewise in the areas neighboring the Osning fault zone, the Osning block and the Münsterland Basin distinctive elements of strike-slip tectonics are detectable.

The vertical components of the various strike-slip faults of the Osning fault zone vary between $x \cdot 100$ and 2 000 meters, whereas the horizontal components are much bigger with amounts ranging between 1.5 and 10 km.

Schlüsselwörter:

Osning-Störungszone, Tektonik, Blattverschiebung, push up (Pressungsscholle/verschuppte Aufwölbung), pull apart (Zerrgraben/Rhombengraben), flower structure (Blumen-Struktur), Inversion, Niedersachsen-Becken, Rheinische Masse, Ibbenbüren-Scholle, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen

Keywords:

Osning fault zone, tectonic, strike-slip fault zone, push up, pull apart, flower structure, inversion, Lower Saxony Basin, Rhenish massif, Ibbenbüren push up, North Rhine-Westphalia, Lower Saxony

1 Einführung und Zielsetzung

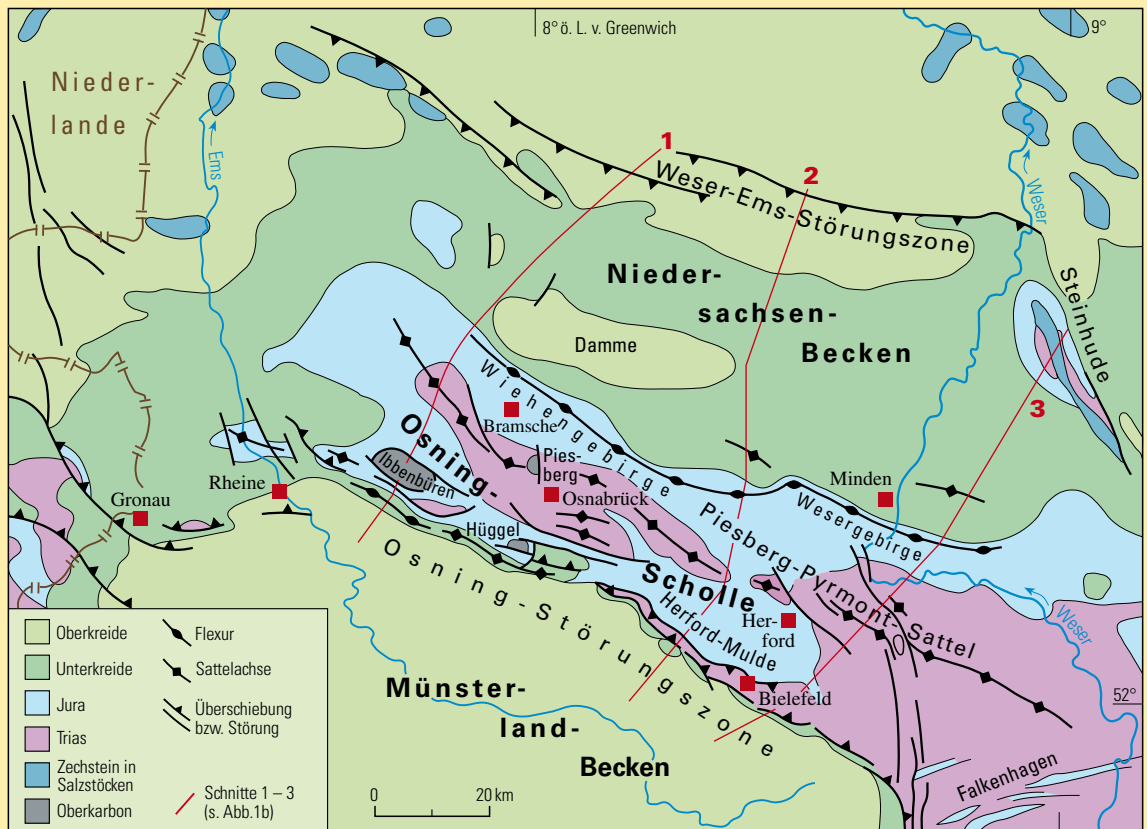
Seit den 1950er-Jahren ist die Blattverschiebungstektonik als verbreiteter Deformationsstil in kontinentaler und ozeanischer Kruste anerkannt (u. a. MOODY & HILL 1956; WILCOX & HARDING & SEELY 1973). In Deutschland fand dieses Konzept – vermutlich aus historischen Gründen – jedoch nur zögerlich Eingang. So gehen auch jüngste Darstellungen der Osning-Störungszone genetisch von einer sich gegen Norden eintiefenden Schollentreppe aus, die während der spätkretazischen Inversion ohne Beteiligung von Blattverschiebungen zu südvergenten Auf- und Überschiebungen umgestaltet wurde (BALDSCHUHN & KOCKEL 1999; SIPPEL 2009; KLEY 2013). Im Gegensatz dazu sollen in der vorliegenden Arbeit diagnostische Merkmale herausgestellt werden, die für Blattverschiebungen gelten (z. B. SYLVESTER 1984, 1988; BIDDLE & CHRISTIE-BLICK 1985; EISBACHER 1996). Hilfreich sind hierbei auch vergleichbare strukturelle Merkmale von Blattverschiebungen, die experimentell erzeugt wurden (u. a. EMMONS 1969; TSCHALENKO 1970; WILCOX & HARDING & SEELY 1973; BARTLETT & FRIEDMANN & LOGAN 1981; ODONNE & VIALON 1983; McCLAY & BONORA 2001; SCHWARZ & KILLFIT 2008; DOOLEY & SCHREURS 2012).

HAGLAUER-RUPPEL (1991) erkannte bei analogen Scherzonenexperimenten am „Bochumer Deformationstisch“ (BRIX & SCHWARZ & VOLLBRECHT 1985) Übereinstimmungen mit tektonischen Elementen der Osning-Störungszone, denen im Folgenden im erweiterten Rahmen nachgegangen wird.

Für den Nachweis von Blattverschiebungstektonik sind nachgenannte tektonische Leitstrukturen bedeutsam, die im Folgenden näher analysiert werden:

- synthetische Störungssegmente und daran gebundene Verbindungsstrukturen
- antithetische Störungen
- flower structures
- overlap structures
- rotierte Schollen

Abb.1a:
 Strukturelle Übersicht der Osning-Scholle, die Schichten der Paläogen-, Neogen- u. Quartär-Zeit sind nicht dargestellt (verändert nach Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland 2003 [Hrsg. Geol. Dienst NRW]: Abb. 4)



Zielsetzung dieser Studie ist es, die ca. 200 km lange Osning-Störungszone aufgrund der zuvor genannten Leitstrukturen auf ihren Blattverschiebungscharakter hin zu prüfen. In die Untersuchungen ist auch das Umfeld der Osning-Störungszone, das Niedersächsische Tektogen im Norden (hier Osning-Scholle) und das Münsterland-Becken im Süden, mit einbezogen (Abb. 1a).

In dieser Veröffentlichung werden tektonische Fachbegriffe in Anlehnung an EISBACHER (1996) und REUTHER (2012) verwendet.

2 Strukturelle Übersicht

Die Osning-Störungszone ist Teil des prävariszischen östlichen Avalonia-Terranes. Vergleichbar mit dem westlichen (EISBACHER 1988: Abb. 27) weist auch das östliche Avalonia-Terrane bedeutende Scherzonen auf, zu denen die NW – SE verlaufende Mitteleuropäische Scherzone zählt (DROZDZEWSKI et al. 2009). Diese wird auch als Trans-European Suture Zone (DOORNENBAL & STEVENSON 2010) oder Elbe-Störung (ARTHAUD & MATTE 1977) bezeichnet. Den Südwestrand dieser zwischen England, Norddeutschland und Polen verlaufenden Scherzone bildet eine fortlaufende Reihe en echelon angeordneter, linkstrepender, NW – SE verlaufender Becken, wie das Sole Pit-, das Broad Fourteens-, das Zentralniederlande-, das Niedersachsen-, das Subherzyn- und das Lusitan-Becken (DOORNENBAL & STEVENSON 2010). An diese Becken sind bedeutende Störungszone gebunden. Die hier im Mittelpunkt stehende Osning-Störungszone bildet zwischen dem Niedersachsen-Becken und dem Münsterland-Becken eine markante Schollengrenze. An ihr endet der SW – NE streichende variszische Faltenbau im Untergrund des Münsterland-Beckens mehr

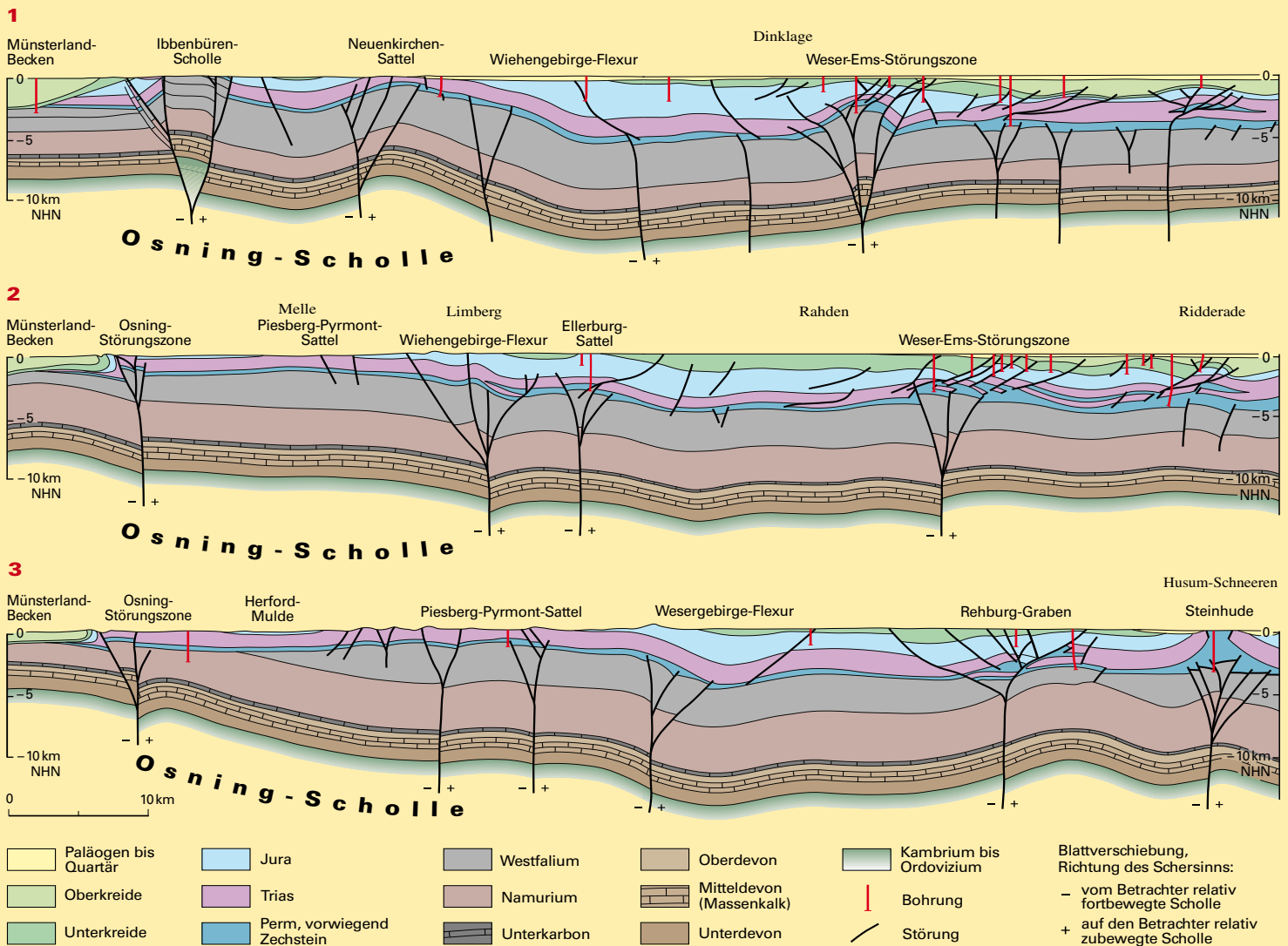


Abb. 1b: Geologische Schnitte (Lage der Schnitte s. Abb. 1a)

oder weniger abrupt (DROZDZEWSKI & WREDE 1994: Taf. 1). Auch unterscheidet sich das Münsterland-Becken geophysikalisch aufgrund seiner leichteren Kruste deutlich vom Niedersachsen-Becken mit seiner schwereren Kruste (DOHR 1989; BACHMANN & GROSSE 1989). Diese Unterschiede stützen die Annahme einer Terrane-Grenze an der Osning-Störungszone, die vermutlich die Grenze zwischen dem Avalonia-Terrane im Süden und dem North Sea Basement-Terrane im Norden bildet (OCZLON 2006). Die Schollengrenze der Osning-Störungszone kann infolgedessen als Teil einer alt angelegten Großstörungszone gelten, die vermutlich bereits kaledonisch infolge der Schließung des Tornquist-Ozeans wirksam war.

Im Oberkarbon trennte die Osning-Störungszone das Niedersachsen-Becken strukturell vom Ruhr-Becken (DROZDZEWSKI & WREDE 1994; DROZDZEWSKI 2005). Im Anschluss an die spätvariszischen Bewegungen war das Niedersachsen-Becken nördlich der Osning-Störungszone im Wesentlichen eine Tiefscholle, die den Abtragungsschutt der Rheinischen Masse aufnahm. Dabei wurden seit dem Perm bis in die Unterkreide-Zeit einige tausend Meter Sedimente akkumuliert und schließlich während der Inversionsphase der Oberkreide-Zeit herausgehoben und erodiert. Heute stehen im Osnabrücker Bergland teilweise Oberkarbon- und im Piesberg-Pyrmont-Sattel Trias-Schichten an der Erdoberfläche an (Abb. 1a). Inwieweit jedoch die starke Absenkung des Niedersachsen-Beckens in seinem Nord-

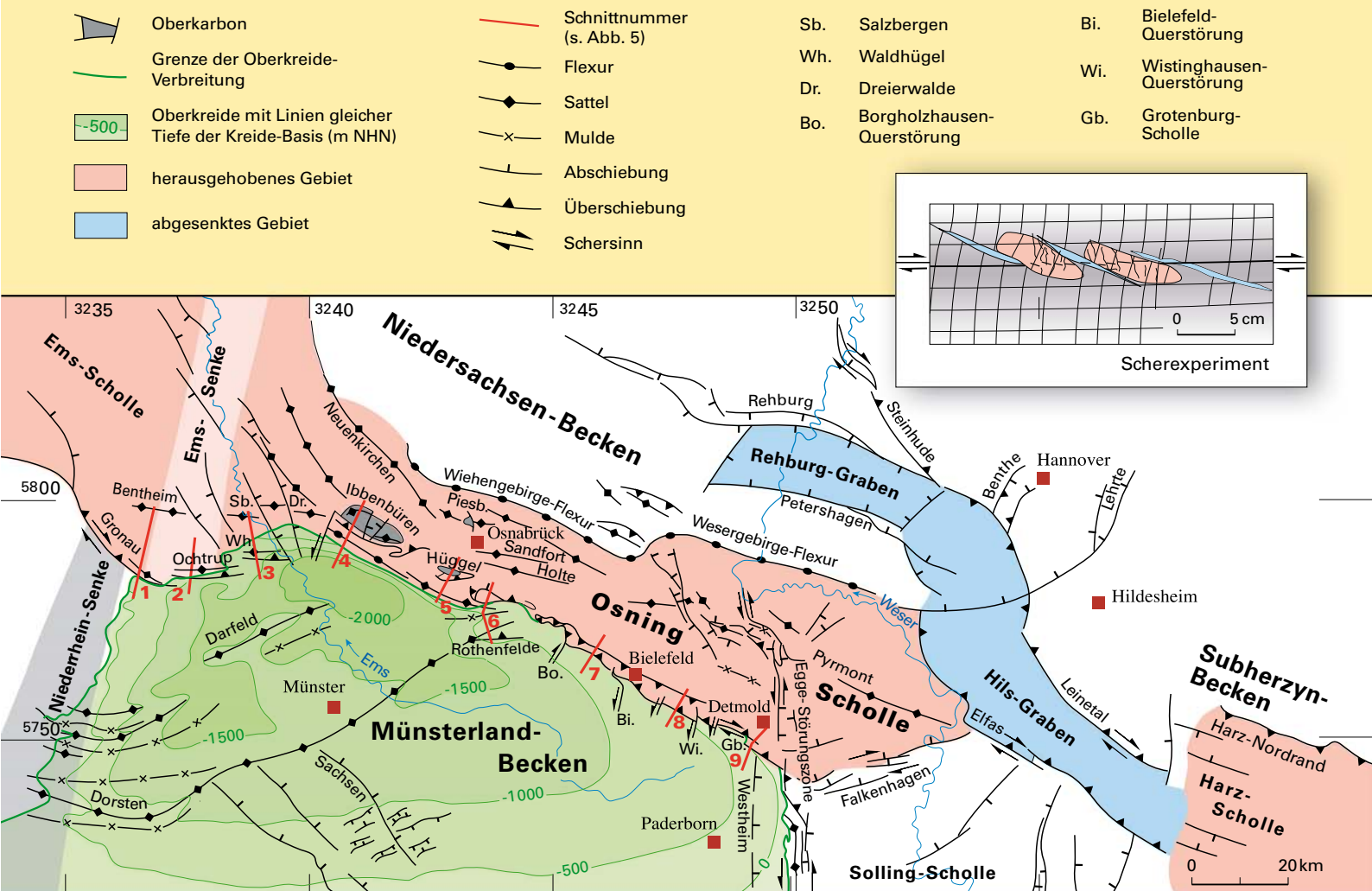


Abb. 2: Das Niedersachsen- und das Subherzyn-Becken als spätcretazische Blattverschiebungszonen in Karte und Experiment (Inlay: Scherexperiment; HAGLAUER-RUPPEL 1991)

teil auch auf seinen Südtail übertragen werden kann, ist wegen der hier erodierten Sedimente umstritten. Diese südliche Scholle zwischen Osning-Störungszone und Weser-Wiehengebirge-Flexur wird auch als Nordwestfälisch-Lippische Schwelle bezeichnet, die im Jura eine relative Hochscholle mit verminderter Sedimentation und Erosion war (HAACK 1925). Auch ist wahrscheinlich, dass tektonische Bewegungen, insbesondere während der Jura/Kreide-Wende, zu diesen Heraushebungen geführt haben (s. im Folgenden). Derzeit wird – bei kontroverser Diskussion (u. a. KLASSEN 2003) – aufgrund der starken Inkohlung ihrer Sedimente eher von einer ehemals tiefen Versenkung der Osning-Scholle während Jura und Unterkreide ausgegangen (ADRIASOLA MUNOZ 2006; s. auch Kap. 3.3).

Die heutige Verwendung der Bezeichnung Nordwestfälisch-Lippische Schwelle ist widersprüchlich. Von HAACK (1925) ursprünglich als Bereich verminderter Sedimentation während der Jura-Zeit beschrieben, wird sie heute vielfach als Hochscholle infolge der spätcretazischen Inversion verstanden (Niedersächsisches Tektozen; BOIGK 1968; WALTER 1995). Da sie jedoch andererseits auch als tief versenkter Graben in der Zeit vor ihrer kreidezeitlichen Inversion interpretiert wird (z. B. BALDSCHUHN & KOCKEL 1999), ziehen wir im Folgenden die neutrale Bezeichnung Osning-Scholle vor (s. auch BETZ et al. 1987). Sie umfasst die zwischen der Ems- und der Hessen-Senke gelegene, über 100 km lange tektonische Hochscholle (Abb. 2). 20 – 30 km breit, reicht sie von der südvergenten Osning-Störungszone bis zur nordvergenten Weser- und Wiehengebirge-Flexur.

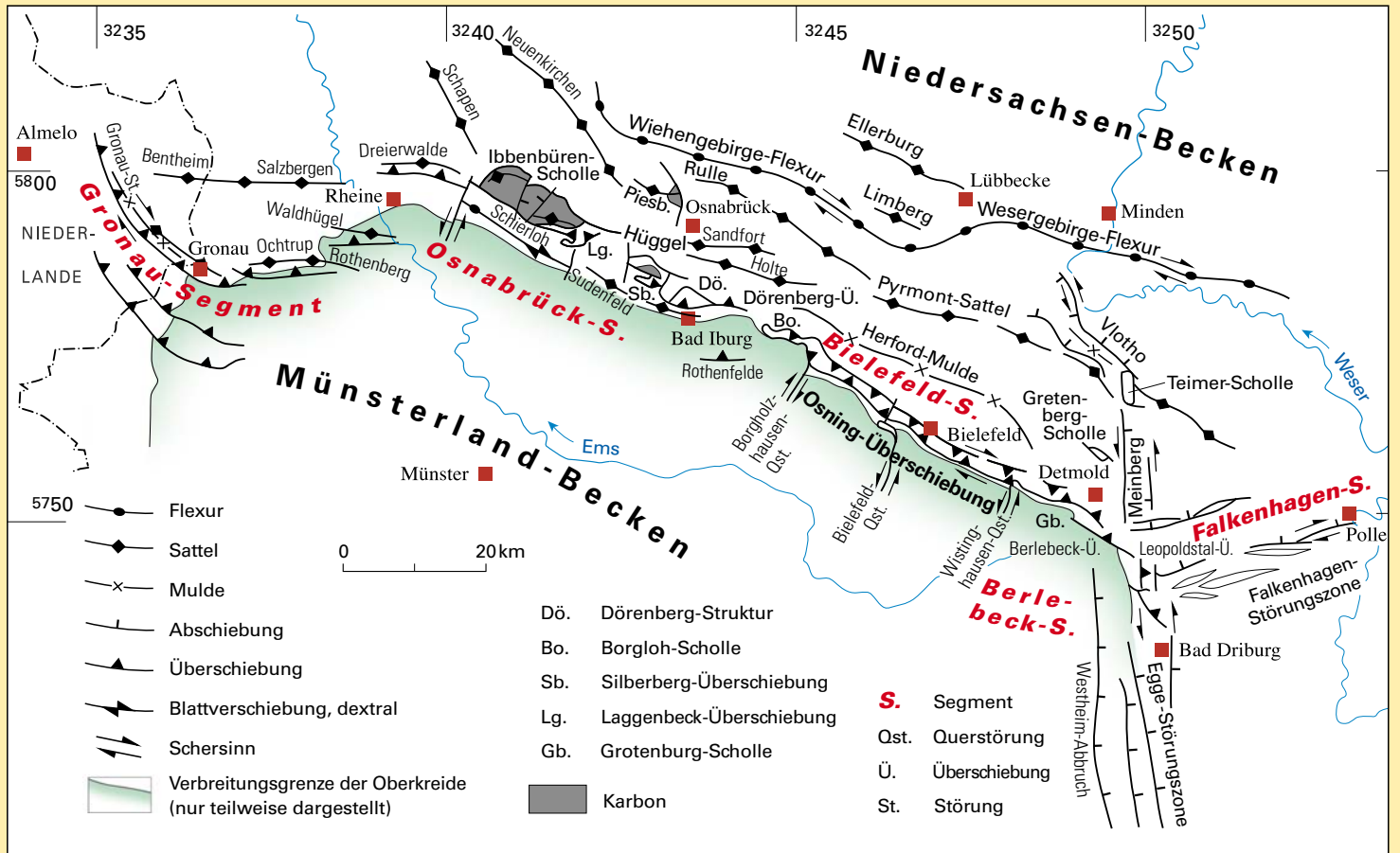


Abb. 3: Die Segmente der Osning-Störungszone

Die strukturelle Bedeutung der Osning-Störungszone am Südrand des Niedersachsen-Beckens lässt sich auch an ihrer seismischen Aktivität ablesen. Während das übrige Norddeutschland weitgehend als erdbebenarm gilt, ereigneten sich an der Osning-Störungszone seit 1612 drei Schaden- und sieben weitere makroseismisch nachweisbare Erdbeben (SPRINGHORN 1995).

Die en echelon linkstreppten Becken am Südwestrand des Mitteleuropäischen Beckensystems (Kap. 3) belegen insgesamt einen Kontrollmechanismus dextraler Scherung (DOORNENBAL & STEVENSON 2010). Auch die Osning-Störungszone weist einen dextralen Schersinn auf, wofür eine Vielzahl diesbezüglicher Untersuchungen (u. a. DROZDZEWSKI 1988; HAGLAUER-RUPPEL 1991; VAN TONGEREN 1996) sowie die vorliegenden Untersuchungsergebnisse sprechen.

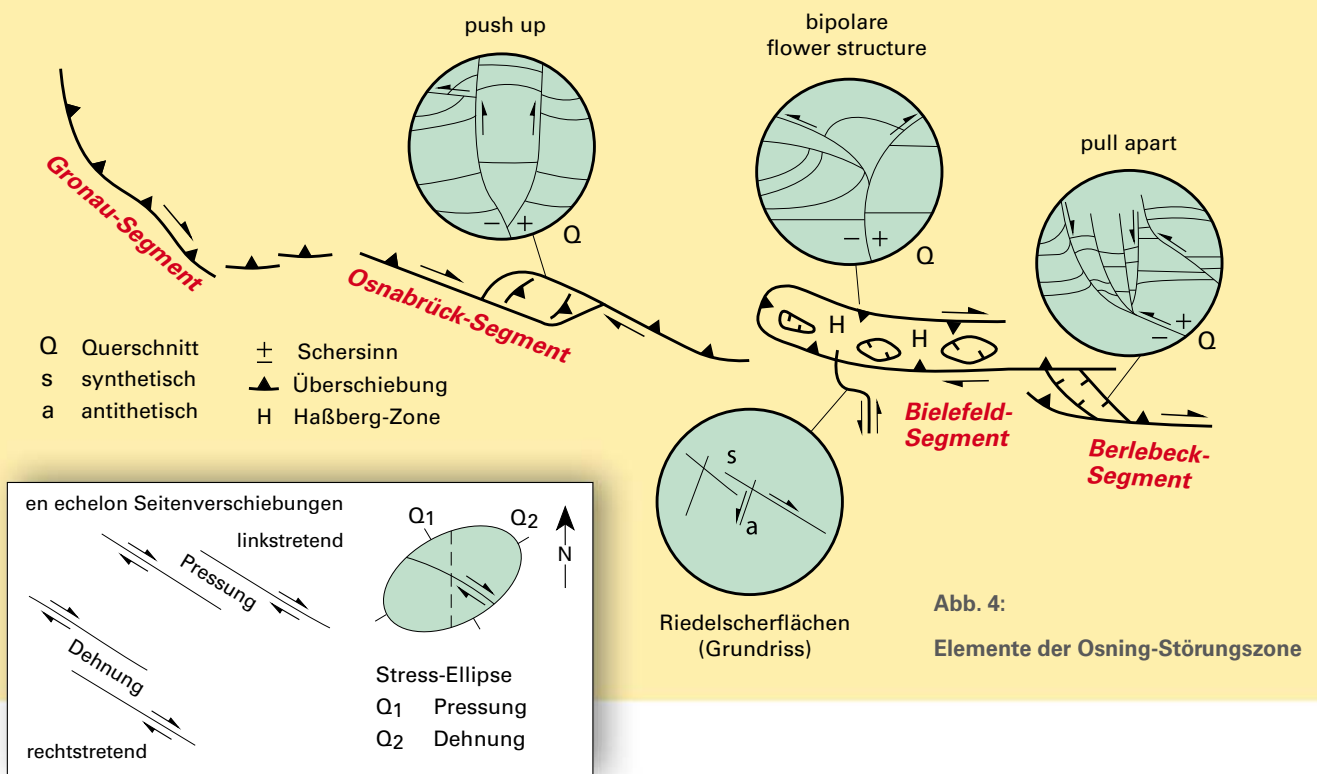


Abbildung 2 enthält einen Ausschnitt der Scherzone des Mitteleuropäischen Beckensystems mit dem Niedersachsen-Becken und dem Subherzyn-Becken im Harz-Vorland. Am Südrand dieser Becken liegen die oberkreidezeitlich invertierten Hochschollen der Ems- und der Osning-Scholle im Westen sowie der Harz-Scholle im Osten, getrennt durch die Tiefschollen des Rehburg- und des Hils-Grabens. Wie Tonexperimente von Blattverschiebungen ergeben, bilden sich infolge transpressiver Blattverschiebungen Hochschollen entlang synthetischer Riedelscherflächen, die durch grabenartige Vertiefungen voneinander getrennt sind (HAGLAUER-RUPPEL 1991; vgl. Inlay der Abb. 2).

Die Osning-Störungszone setzt sich aus fünf en echelon angeordneten synthetischen Segmenten zusammen (Abb. 3 u. 4):

- Gronau-Segment (Almelo/NL – Rheine, ca. 50 km Länge, Abb. 5: Schnitte 1 – 3)
- Osnabrück-Segment (Rheine – Bad Iburg, ca. 50 km, Abb. 5: Schnitte 4 – 6)
- Bielefeld-Segment (Bad Iburg – Detmold, ca. 50 km, Abb. 5: Schnitte 7 – 8)
- Berlebeck-Segment (Detmold – Bad Driburg, 20 km, Abb. 5: Schnitt 9)
- Falkenhagen-Segment (Bad Meinberg – Polle/Weser, ca. 40 km).

Der strukturelle Bau der einzelnen Segmente wird anhand einer Schnittserie erläutert (s. Kap. 3.1; Abb. 5: Schnitte 1 – 9).

Abb. 5: Schnittserie der Osning-Störungszone zwischen Gronau und Detmold (Lage der Schnitte s. Abb. 2)

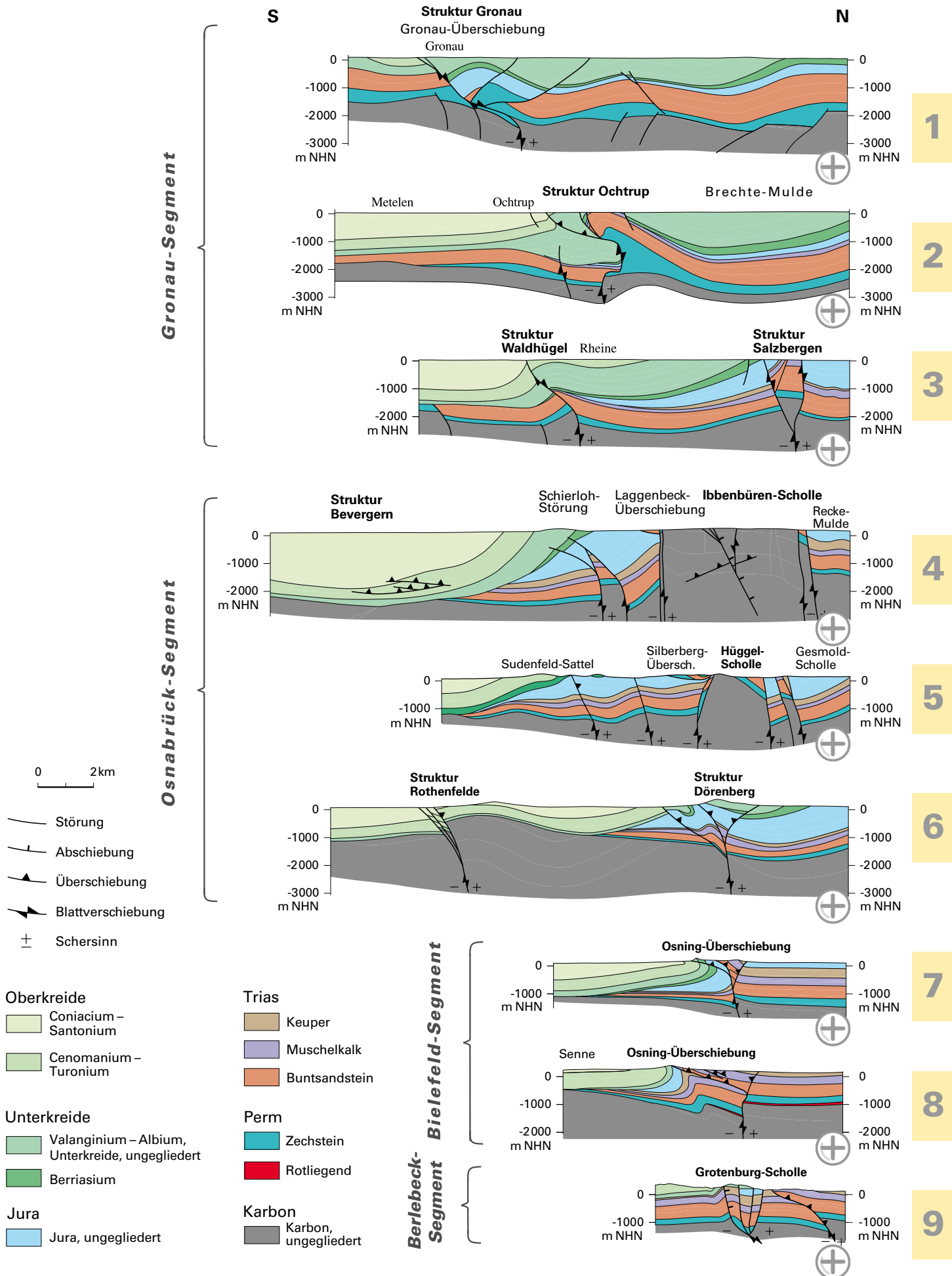
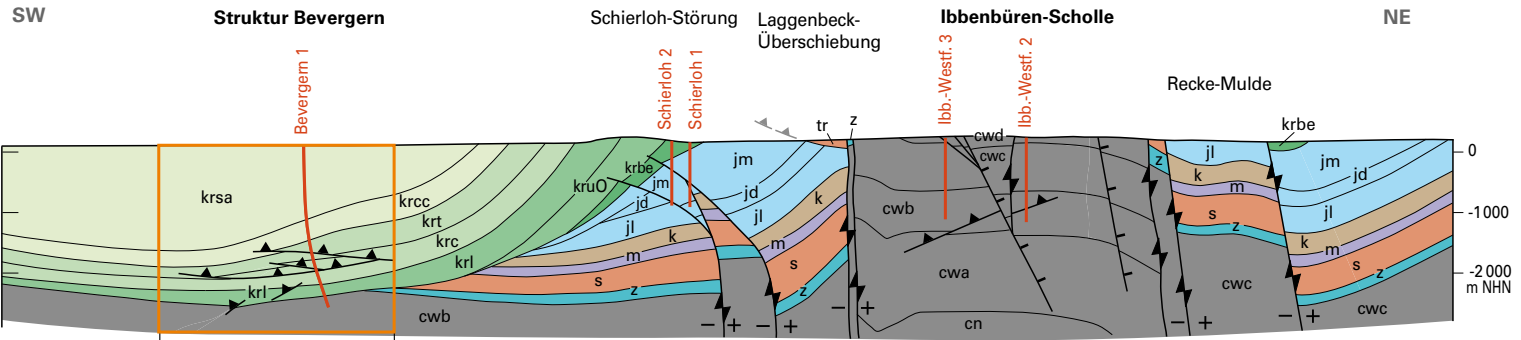
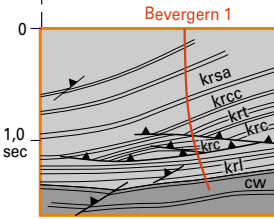


Abb. 5: Schnittserie der Osning-Störungszone zwischen Gronau und Detmold (Lage der Schnitte s. Abb. 2)

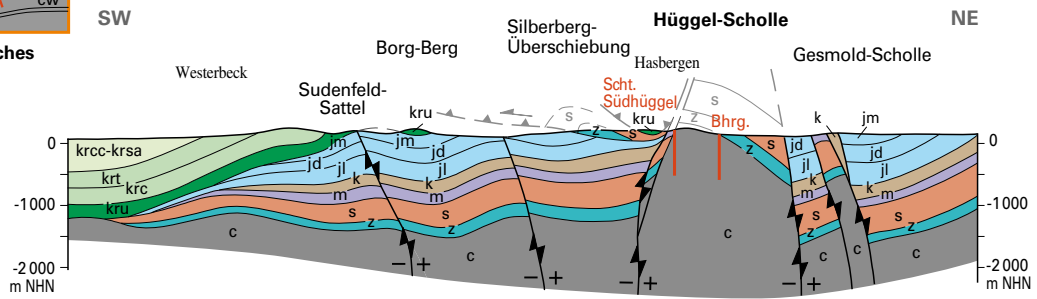


4

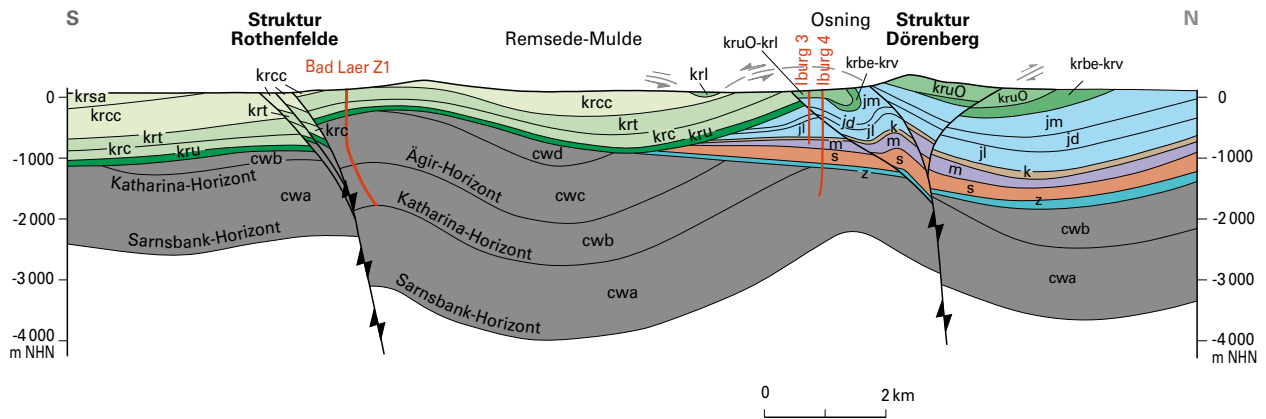
Osna br ü c k - S e g m e n t



Reflektionsseismisches Querschnitt



5



6

Kreide

- krsa Santonium
- krcc-krsa Coniacium – Santonium
- krcc Coniacium
- krt Turonium
- krc Cenomanium
- krl Albium
- kru0-krl Albium – Osning-Sandstein
- kruO Valanginium – Albium (Osning-Sandstein)
- krbe-krv Berriasium – Valanginium
- kru Unterkreide, ungegliedert

Jura

- jm Malm
 - jd Dogger
 - jl Lias
- Trias**
- k Keuper
 - m Muschelkalk
 - s Buntsandstein
 - tr Trias, ungegliedert

Perm

- z Zechstein

Karbon

- cwd Westfalium D
- cwc Westfalium C
- cwb Westfalium B
- cwa Westfalium A
- cn Namurium
- c Karbon, ungegliedert

- Abschiebung
- Überschiebung
- Blattverschiebung
- Schersinn

Abb. 5: Schnittserie der Osning-Störungszone zwischen Gronau und Detmold (Lage der Schnitte s. Abb. 2)

Kreide

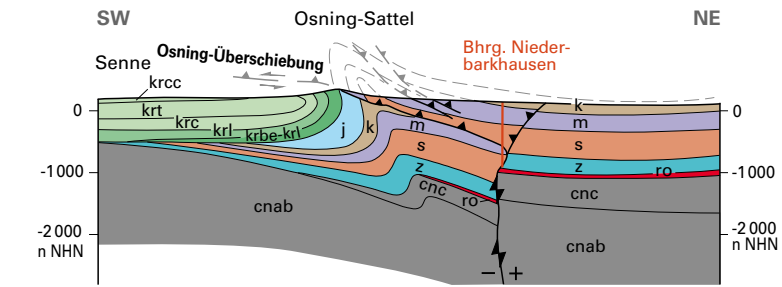
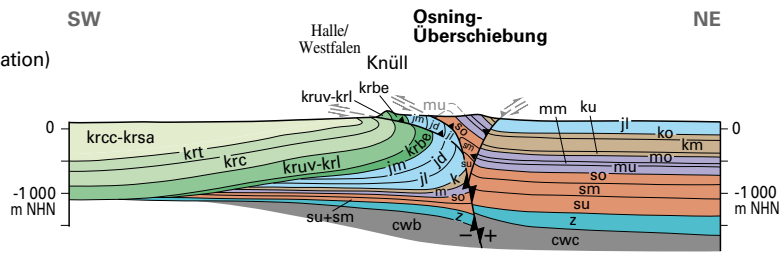
- krcc-krsa Coniacium – Santonium (Emscher-Formation)
- krcc Coniacium
- krt Turonium
- krc Cenomanium
- krl Albium
- kruv-krl Valanginium – Albium
- krbe Berriasium
- krbe-krl Berriasium-Albium

Jura

- jm Malm
- jd Dogger
- jl Lias
- j Jura, ungegliedert

Trias

- ko Oberer Keuper
- km Mittlerer Keuper
- ku Unterer Keuper
- k Keuper, ungegliedert
- mo Oberer Muschelkalk
- mm Mittlerer Muschelkalk
- mu Unterer Muschelkalk
- m Muschelkalk, ungegliedert
- so Oberer Buntsandstein
- sm Mittlerer Buntsandstein
- su Unterer Buntsandstein
- su-sm Unterer – Mittlerer Buntsandstein
- s Buntsandstein, ungegliedert



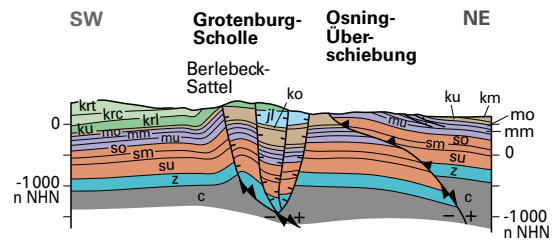
0 2 km

Perm

- z Zechstein
- ro Rotliegend

Karbon

- cwc Westfalium C
- cwb Westfalium B
- cnc Namurium C
- cnab Namurium A – B
- c Karbon, ungegliedert



- Abschiebung
- Überschiebung
- Blattverschiebung
- Schersinn

Bielefeld-Segment

7

8

Berlebeck-Segment

9

3 Leitstrukturen der Blattverschiebungstektonik

Die strukturelle Entwicklung einer Blattverschiebung beginnt generell mit der Entstehung von Riedelscherflächen, deren synthetische Schar mit Anstellwinkeln von ca. 20° zur horizontalen Verschiebungszone und deren antithetische Schar mit Anstellwinkeln von ca. 70° gebildet wird (s. Inlay in Abb. 2 u. Abb. 4). An der dextralen Osning-Störungszone treten bei der synthetischen Schar erwartungsgemäß bevorzugt linkstretende Segmente auf. Zusätzlich kommen an deren Überritten einengende Strukturen vor, die einen dextralen Bewegungssinn stützen. Die strukturelle Gliederung der Osning-Störungszone durch mehrere synthetische Segmente (Gronau-, Osnabrück- und Bielefeld-Segment) und die in ihren Überritten auftretenden Fiederfalten von Rothenfelde-, Ochtrup- und Waldhügel-Sattel lassen sich daher im Sinne von Blattverschiebungstektonik interpretieren (Kap. 3.1).

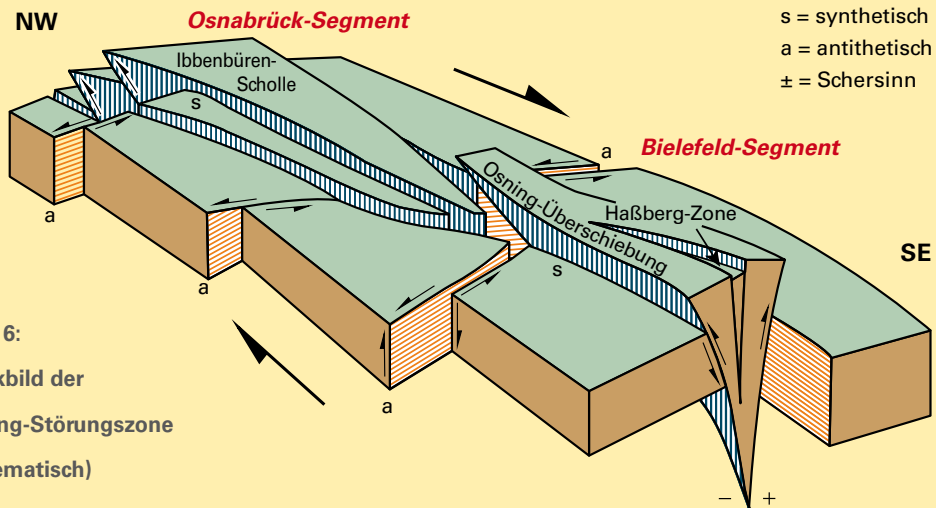


Abb. 6:
Blockbild der
Osning-Störungszone
(schematisch)

Die antithetische Schar bildet innerhalb der dextralen Osning-Störungszone Querstörungen mit einem sinistralen, in mehreren Fällen auch dextralen Bewegungssinn. Sie weisen in Bezug auf ihre tektonischen Deformationen deutliche zeitliche und räumliche Zusammenhänge mit den genetisch zugehörigen synthetischen Elementen der Blattverschiebungszone auf (Kap. 3.2).

Die Entwicklung einer Scherzone führt zu einem fortgeschrittenen Stadium, in dem benachbarte synthetische Primärbrüche der gleichen Scherzone einander überlappen (overlap, overstep). Die Scholle zwischen den sich überlappenden Scherbrüchen wird entsprechend dem links- oder rechtstretenden Übertritt und dem Schersinn (dextral oder sinistral) kompressiv oder extensiv beansprucht. Im ersten Fall entstehen Pressungsschollen und verschuppte Aufwölbungen (z. B. Ibbenbüren-Scholle = push up). Im zweiten Fall entstehen Depressionen und Gräben (z. B. Grotenburg-Scholle = pull apart; s. Kap. 3.3).

Entsprechend ihrer Entwicklung im Experiment führen Scherzonen auch in der Natur im fortgeschrittenen Stadium zu Sequenzen von herausgehobenen und eingesenkten Schollenelementen sowie zur Bildung eines Hauptscherbruchs, wie das schematische Blockbild der Abbildung 6 veranschaulichen soll. In der Natur existiert bei großen Scherzonen in größerer Tiefe ein durchgehender Hauptscherbruch, auf den sich die blattverschiebenden Bewegungen konzentrieren. Darauf deuten insbesondere die Tiefenlagen von Scherzonenbeben hin (Scholz 1988, 1990). Die tief reichenden Querschnitte der Abbildung 1b sollen diesen Sachverhalt veranschaulichen.

Die Ausbreitung eines Hauptscherbruchs aus der tieferen Kruste nach oben zur Erdoberfläche hin führt zur Ausbildung komplexer Störungsmuster. Während in tiefen Krustenabschnitten nahezu lithostatische Druckverhältnisse herrschen, kann ein horizontal beanspruchtes Krustensegment in Oberflächennähe, wo ein labiles Druckgleichgewicht besteht, nach oben hin ausweichen. Dies führt zu einer Verzweigung des vertikalen Hauptbruchs in mehrere charakteristischerweise flachwellige Störungsäste mit auf-, ab- und seitenverschiebenden Bewegungskomponenten. Es bilden sich spezifische Bruchstrukturen, wie beispielsweise die Osning-Überschiebung im Bielefeld-Segment zwischen Detmold und Borgholzhausen, sogenannte flower structures oder palm tree structures (z. B. HARDING & VIERBUCHEN & CHRISTIE-BLICK 1985; SYLVESTER 1988). Derartige Bruchstrukturen werden von spezifischen Faltelementen wie aufrechte und überkippte Schleppefalten begleitet (z. B. der Osning-Sattel im Bielefeld-Segment).

3.1 Synthetische Störungen

Die Osning-Störungszone besteht – wie zuvor erläutert – aus fünf en echelon angeordneten Segmenten. In Bezug auf ihren Gesamtverlauf überwiegen jeweils linkstreppe Übertritte (leftstepping oversteps; s. Abb. 3 u. 4). Aufgrund des dextralen Bewegungssinns bildeten sich zwischen den synthetischen Segmenten konvergente, einengende Verbindungsstrukturen (convergent stepover) in Form von Fiederfalten. Derartige Fiederfalten sind charakteristische Auswirkungen des Übergangs von einem zum anderen synthetischen Ast einer Blattverschiebungszone und damit signifikante Merkmale für Schertektonik. Die Übertritte vom Bielefeld- zum Berlebeck-Segment sowie von diesem zum Falkenhagen-Segment sind rechtstreppe angeordnet und folglich dehnend.

Das **Gronau-Segment** wird in der vorliegenden Arbeit – wie auch schon zuvor (WOLBURG 1953; VAN TONGEREN 1996) – als nordwestliches Teilsegment der Osning-Störungszone betrachtet. Es weist allerdings insofern einen wesentlichen strukturellen Unterschied zum Osnabrück- und Bielefeld-Segment auf, als es im Südwesten an das invertierte Zentralniederlande-Becken grenzt und nicht an eine dem Münsterland-Becken vergleichbare Tiefscholle. Auf diese unterschiedliche strukturelle Position lassen sich vermutlich die deutlichen Unterschiede im Baustil des Gronau-Segmentes zurückführen, die neben Sattel- und Überschiebungselementen auch markante Muldenstrukturen wie die Gronau-Mulde aufweisen (VAN TONGEREN 1996).

Im Gronau-Segment treten, anders als in den übrigen Teilen der Osning-Störungszone, mit 200 bis 400 m relativ mächtige Zechstein-Salze auf. Entlang der Störungszone kam es tektonisch bedingt zu Salzaufpressungen. Halokinese liegt demnach nicht vor. Hierfür sollte auch die ursprüngliche Sedimentüberlagerung der Zechstein-Salze 3 – 5 km betragen haben (EISBACHER 1996: 153), was hier wahrscheinlich nicht gegeben war.

Der linkstretende Übertritt vom Gronau-Segment zum Osnabrück-Segment bei Rheine ist mit ca. 25 km Distanz im Hinblick auf die strukturellen Auswirkungen von Blattverschiebungstektonik am bedeutsamsten. Innerhalb des Übertritts zwischen der NW – SE streichenden Gronau-Störung (VAN TONGEREN 1996) und dem Osnabrück-Segment bildete sich eine komplexe Falten- und Überschiebungszone, die aus mehreren en echelon verlaufenden, W – E streichenden Fiederfalten besteht (Waldhügel- und Ochtrup-Sattel; Abb. 5: Schnitte 1 – 3). An die Fiederfalten sind jeweils eigenständige südvergente Überschiebungen mit Schubhöhen bis 2 km gebunden, hervorgegangen aus jura-/kreidezeitlichen Abschiebungen und Blattverschiebungen (Abb. 5: Schnitte 2 u. 3). Eine zusammenhängende Gronau-Waldhügel-Störungszone (BALDSCHUHN & KOCKEL 1999: Abb. 2) besteht aufgrund der En-Echelon-Anordnung der einzelnen Fiederfalten und der an sie gebundenen Randstörungen nicht.

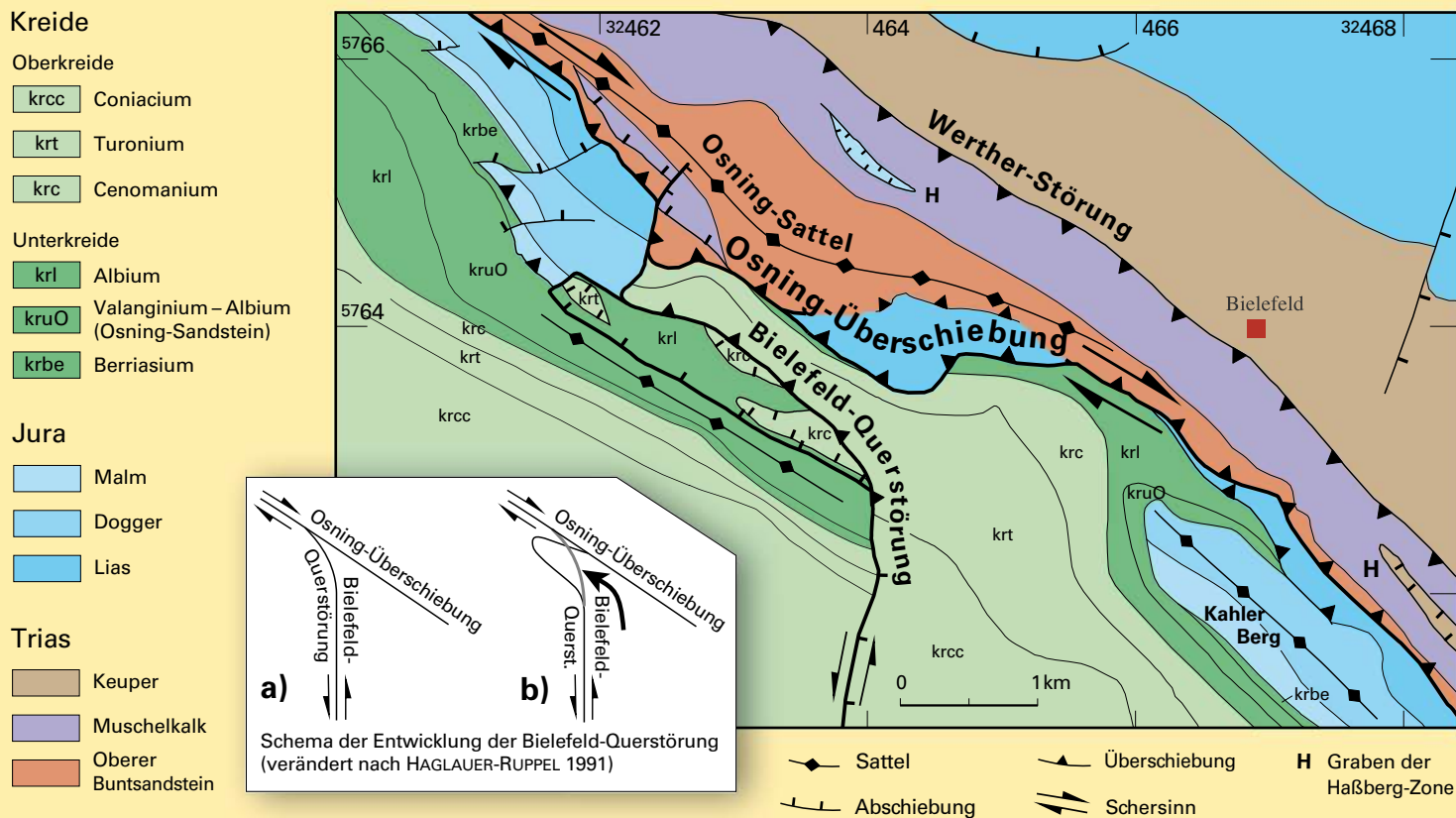


Abb. 7: Karte der Bielefeld-Querstörung (sog. „Bielefelder Kreidevorsprung“) und Schema der Entwicklung (verändert nach HAGLAUER-RUPPEL 1991: Abb. 34)

Das zuvor genannte Zentralniederlande-Becken wird strukturell vom Münsterland-Becken durch die Niederrhein-Senke abgetrennt, die als Senkungsfeld von der Zechstein- bis in die Unterkreide-Zeit das Niederrheingebiet mit dem Niedersachsen-Becken verbindet (WOLBURG 1953). Der große Abstand vom Gronau- zum Osnabrück-Segment geht vermutlich zusätzlich auf sinistrale Scherbewegungen der querenden Störungszone der Niederrhein- und der Ems-Senke zurück (Abb. 2). Strukturell besonders auffällig am „Niederrhein-Ems-Lineament“ (MURAWSKI 1964) sind spätkretazische Falten- und Überschiebungsstrukturen, die mit herzynischem Streichen aus dem invertierten Zentralniederlande-Becken östlich der Niederrhein-Senke innerhalb des Münsterland-Beckens in die SW-NE-Richtung umbiegen (Geologie im Münsterland 1995: Abb. 4). Ursache für das strukturelle Umbiegen dieser Strukturen dürften spätkretazische sinistrale Scherbewegungen im südlichen Bereich der Niederrhein-Ems-Störungszone sein.

Das **Osnabrück-Segment** setzt sich an seinem Südrand aus der Teutoburger Wald-Flexur mit der Schierloh-Störung und dem im Südosten folgenden, en echelon versetzten Sudenfeld-Sattel zusammen. Die komplexe Schierloh-Störung besteht aus mehreren teils aufschiebenden, teils abschiebenden Elementen. Sie lässt sich nicht allein als Überschiebung (Schierloh-Störung; SCHUSTER 1971; BALDSCHUHN & KOCKEL 1999), sondern als komplexe Blattverschiebungszone interpretieren (Abb. 5: Schnitt 4). Nach Norden folgen weitere synthetische Elemente der Osning-Störungszone, an die u. a. die Karbon-Schollen von Ibbenbüren und vom Hüggel gebunden sind (Kap. 3.3).

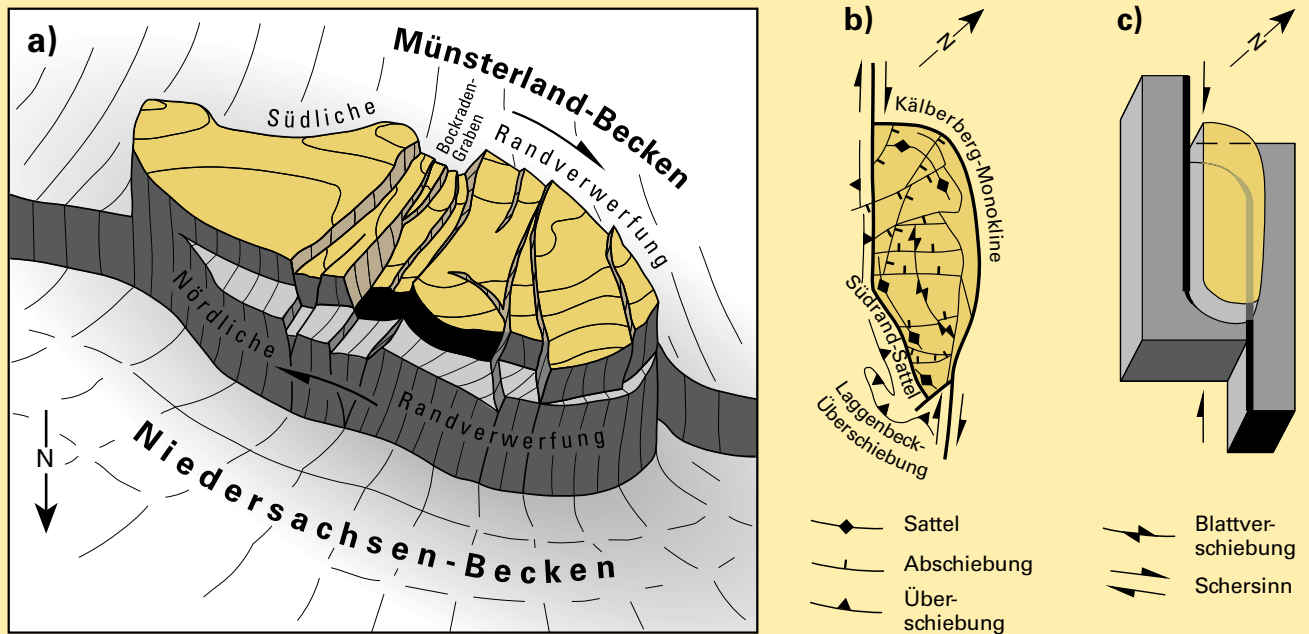


Abb. 8: Strukturbild der Ibbenbüren-Scholle (Blockbild a, Schema b u. c)

Weit durchhaltende Überschiebungen zwischen dem Gronau-Segment und dem „Kleiner Berg“ bei Bad Iburg südlich der Osning-Störungszone sind nicht belegt. Das betrifft insbesondere die sogenannte Bevergern-Überschiebung (Abb. 5: Schnitt 4). BALDSCHUHN & KOCKEL (1999: 681) gehen von einer verdreifachten Turonium-Mächtigkeit infolge von Überschiebungen in der Bohrung Bevergern 1 (1960; TK 25: Blatt 3711 Hörstel) aus. Eine Neubearbeitung des Bohrprofils aufgrund von Karbonatgehalten vorhandener Bohrproben ergab jedoch eine für diesen Raum relativ normale Turonium-Mächtigkeit von ca. 350 m sowie eine Überschiebung in der Größenordnung von 50 – 60 m (frdl. Mitt. U. KAPLAN, Gütersloh). Tatsächlich lassen sich im Bereich der Bohrung Bevergern 1 aufgrund reflexionsseismischer Messungen zwei nahezu horizontale Störungen erkennen (Abb. 5: Schnitt 4). Es dürfte sich hierbei wahrscheinlich eher um turonzeitliche Gleitschollen handeln, wie sich aus vergleichbaren Strukturen am benachbarten Waldhügel-Sattel ableiten lässt (HILBRECHT 1988).

Die Konstruktion einer Bevergern-Überschiebung (BALDSCHUHN & KOCKEL 1999: Abb. 2) über 40 km Länge am Südrand des Teutoburger Waldes entlang ist folglich nicht vertretbar, da hierfür entsprechende Aufschlüsse fehlen. Auch eine Verbindung der Bevergern-Überschiebung mit der Gronau-Waldhügel-Störungszone ist auszuschließen, da Letztere – wie zuvor erläutert – aus en echelon gestaffelten, eigenständigen Störungsästen besteht.

Der linkstretende Übertritt vom Osnabrück- zum Bielefeld-Segment nimmt östlich von Bad Iburg aufgrund starker Kompression W-E-Streichen an und die Kreide-Schichten gehen südlich des Dörenberges in überkippte Lagerung über (Abb. 5: Schnitt 6). Begleitend bildete sich im südlichen Vorland des Osnings – bereits auf der Rheinischen Masse – infolge des linkstretenden Übertrittes

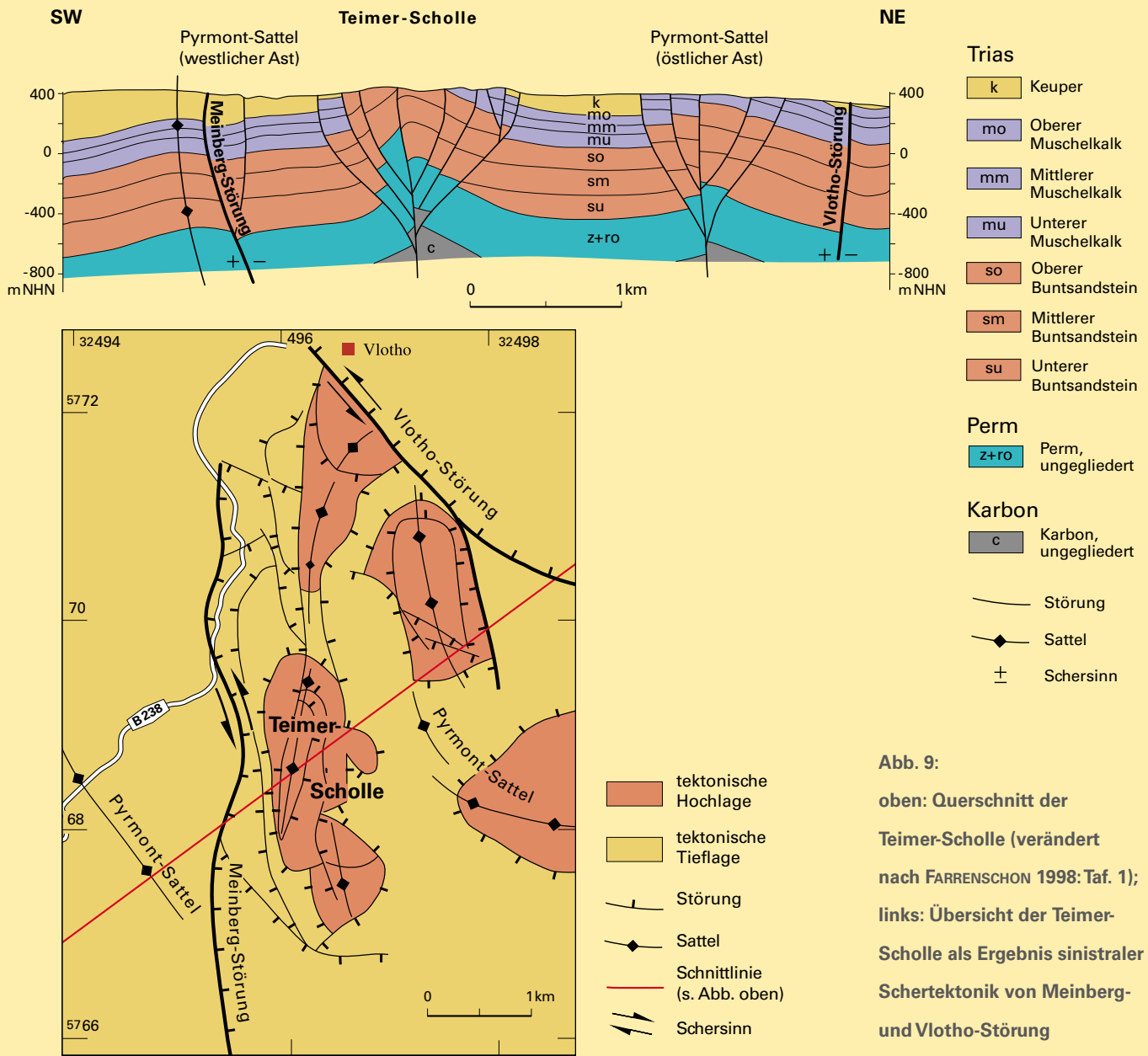


Abb. 9:
oben: Querschnitt der Teimer-Scholle (verändert nach FARRENSCHON 1998: Taf. 1); links: Übersicht der Teimer-Scholle als Ergebnis sinistraler Schertektonik von Meinberg- und Vlotho-Störung

der Osning-Störungszone die W – E streichende Fiederfalte des Rothenfelde-Sattels (Kleiner Berg südlich von Bad Iburg). Damit wird der von Einengung gekennzeichnete Übertritt vom Osnabrück- zum Bielefeld-Segment auch hier deutlich. Die flach gewölbte Struktur des Rothenfelde-Sattels wird zusätzlich an ihrem Südrand von einer markanten südvergente Überschiebung begleitet (GÜNTHER & DROZDEWSKI & HISS 1989; Abb. 5: Schnitt 6).

Das **Bielefeld-Segment** wird von der Osning-Überschiebung im eigentlichen Sinne gebildet und besteht im Wesentlichen aus drei sich en echelon ablösenden, synthetisch angeordneten Teilsegmenten (Kap. 3.4). Diese werden von bedeutenden antithetischen Querstörungen (Wistinghausen-, Bielefeld- und Borgholzhausen-Querstörung) begrenzt (Kap. 3.2). Das markanteste Beispiel ist die antithetische Bielefeld-Querstörung (sog. „Bielefelder Kreidevorsprung“ nach STILLE 1910, 1924), an der die Osning-Überschiebung um 1,5 km linkstreppend versetzt ist. Aufgrund der damit ver-

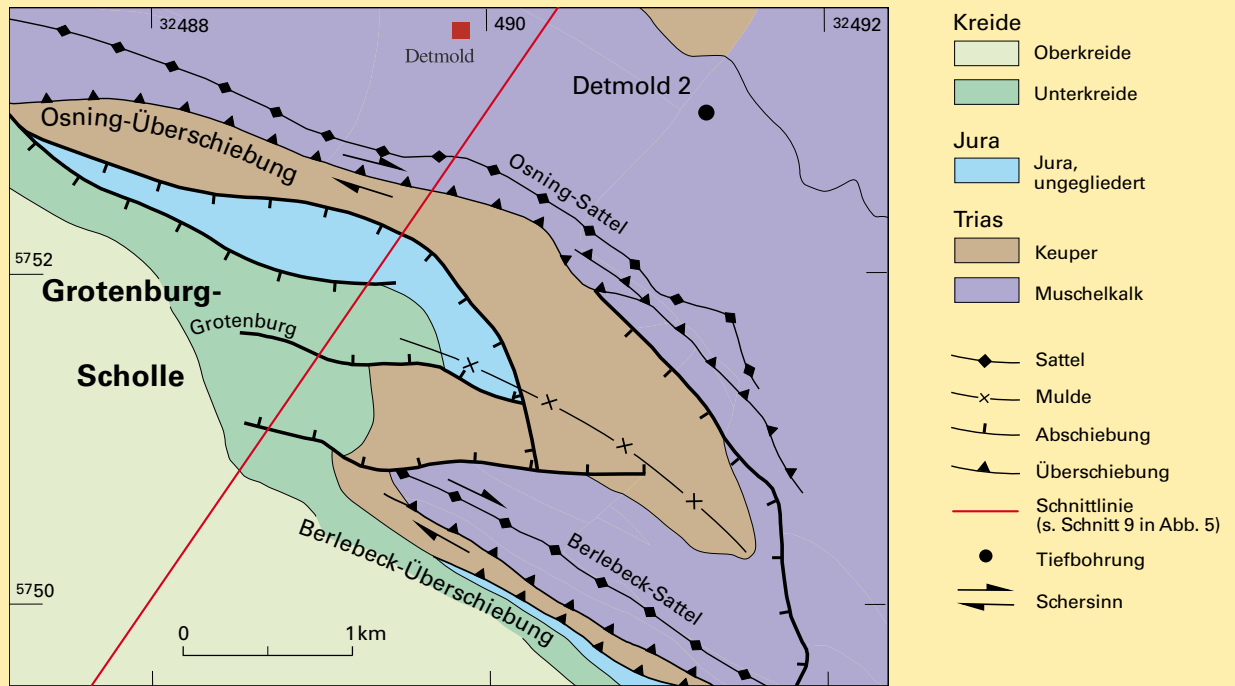


Abb. 10: Grotenburg-Scholle (Grundriss)

bundenen Einengung im Südflügel der Osning-Störungszone treten zwei NW – SE streichende Spezialfalten auf (Abb. 7). Östlich der Bielefeld-Querstörung, bei Brackwede, begleitet am „Kahler Berg“ ein südwestvergenger Spitzsattel mit Jura-Schichten im Kern und diskordant übergreifenden Unterkreide-Schichten die Südflanke der Osning-Überschiebung auf mehreren Kilometern Länge (MESTWERDT & BURRE 1981: Schnitt A – B). Die Diskordanz am „Kahler Berg“ belegt bereits auch frühere, jura-/kreidezeitliche Bewegungen im Bereich der Osning-Störungszone. Westlich der Bielefeld-Querstörung ist an der sogenannten Hünenburg im Osning-Sandstein ein zweiter Spezialsattel entwickelt. Auffällig innerhalb der Bielefeld-Querstörung ist die ungewöhnlich starke Überkipfung der Kreide-Schichten am Nordrand des Münsterland-Beckens, die ein Schichteneinfallen von 20° in nordöstliche Richtung aufweisen (frdl. Mitt. U. KAPLAN, Gütersloh).

Im Übertritt des Bielefeld-Segmentes zum **Berlebeck-Segment** verspringt die Osning-Überschiebung rechtstretend zur Berlebeck-Überschiebung (Abb. 10), wodurch sich infolge von Dehnung die Grotenburg-Scholle (pull apart) (s. Abb. 5: Schnitt 9; Kap. 3.3) bildete. Die Berlebeck-Überschiebung übernimmt rasch die Überschiebungsbeträge der nach SE bei Detmold auslaufenden Osning-Überschiebung und überschiebt in zwei Ästen Unteren Keuper auf Lias bis Malm.

Das Berlebeck-Segment geht östlich der Leopoldstal-Überschiebung rechtstretend in das WSW bis ESE streichende **Falkenhagen-Segment** über. Im Sinne von Blattverschiebungstektonik kann das Falkenhagen-Störungssystem als das südöstliche Ende der Osning-Störungszone interpretiert werden (Abb. 2), in dem deren Horizontalversatz innerhalb der Hessischen Senke in einem SW – NE streichenden Schuppenfächer aus en echelon versetzten Störungen akkomodiert wird. Die von LOTZE (1931: Taf. 3) dargestellten Profile der Störungssysteme des Marienmünster-Grabens sowie der Löwendorf-Horstzone lassen eine Deutung von negativen und positiven flower structures zu.

Innerhalb der Osning-Scholle erweisen sich weitere Strukturen als synthetische Elemente, zu denen der hauptsächlich aus linkstretenden Aufwölbungen bestehende **Piesberg-Pyrmont-Sattel** gehört (s. Abb. 1a u. 1b). Die großflächige, sattelförmige Hochlage von Trias-Schichten besteht aus mehreren Aufwölbungen, deren en echelon linkstretende Anordnung sich im Sinne von dextraler Blattverschiebungstektonik deuten lässt (s. auch Kap. 3.3). Der östliche Teil des Piesberg-Pyrmont-Sattels zwischen Bad Pyrmont und Herford verspringt linkstretend an der Egge-Störungszone und ähnelt dabei auffällig einer flower structure (s. Abb. 9 links). Auch in der nordwestlichen Fortsetzung lassen sich im Pyrmont-Sattel mehrere en echelon linkstretend angeordnete Spezialsättel (Rulle-, Piesberg- und Neuenkirchen-Sattel) im Sinne dextraler Blattverschiebungstektonik interpretieren. Zahlreiche die Sättel begleitenden Quer- und Längsstörungen bedürfen allerdings noch einer genaueren Analyse.

An der nordvergenten Wiehengebirge- und der Wesergebirge-Flexur tauchen die Jura-Schichten der Osning-Scholle um mehrere hundert bis lokal tausende Meter nach Nordosten zum nördlichen Teil des Niedersachsen-Beckens hin ab (s. Abb. 1b). Die Flexuren bestehen in ihrem Verlauf aus zwei eigenständigen, linkstappend angeordnete Monoklinen, von denen die Wiehengebirge-Flexur im Westen aus ihrer NW-SE- in die SW-NE-Richtung umbiegt, um sich mit der Wesergebirge-Flexur im Osten zu verbinden. Die im Untergrund der beiden Flexuren anzunehmenden dextralen Seitenverschiebungen bewirkten innerhalb des 10 km breiten, linkstretenden Übertrittes beider Flexuren eine Kompression. Diese Einengung erzeugte sowohl die flexurartige Verbindung beider Flexuren als auch im Wiehengebirgsvorland – räumlich auf den Übertritt beschränkt – eine intensive Falten- und Überschiebungstektonik (Ellerburg- und Limberg-Sattel; vgl. Abb. 3).

3.2 Antithetische Störungen

Die Osning-Störungszone wird durch zahlreiche zumeist sinistral verschiebende antithetische Querstörungen gegliedert. Sie weisen neben abschiebenden Komponenten Seitenverschiebungen von $x \cdot 100$ bis $> 1\,000$ m auf. Die antithetischen Störungen treten bevorzugt am Südflügel des Osning-Sattels auf und lassen im Zusammenspiel mit den synthetischen Segmenten deutliche zeitliche und räumliche Zusammenhänge seitenverschiebender Bewegungen an der Osning-Störungszone erkennen.

An der antithetischen **Bielefeld-Querstörung** (sog. „Bielefelder Kreidevorsprung“ nach STILLE 1910, 1924) lässt sich am deutlichsten das Zusammenspiel zwischen dextraler Hauptverschiebung (Osning-Überschiebung) und sinistraler Querstörung ablesen (Abb. 7 u. Kap. 3.1). Während des Schervorganges bog die steil einfallende Querstörung aus ihrer ursprünglichen NNE-SSW-Streichrichtung auf ca. 3 km Länge in eine WNW-ESE-Streichrichtung – parallel zur Osning-Störungszone – um und rotierte dabei in eine südwestvergente Überschiebung. Im Zwickel zwischen der Osning-Überschiebung und der antithetischen Querverschiebung legten sich bei diesem Schervorgang an der Bielefeld-Querstörung zunächst Flammenmergel des Albiums überschiebungsartig über den Umbiegungsbereich der antithetischen Störung und darauf später auch Oberkreide-Schichten. Infolge dessen treten an der stark überkippten Südflanke des Osning-Sattels Oberkreide-Schichten auf 2 – 3 km Länge verdoppelt in zwei Zügen auf. Auch aus Scherzonexperimenten lässt sich ableiten, dass während der Rotation der antithetischen Schar aus Blattver-

schiebungen Überschiebungen entstehen können (HAGLAUER-RUPPEL 1991: 47). Antithetische Störungen können somit infolge von Rotation neben der seitenverschiebenden Komponente auch eine überschiebende Vertikalkomponente aufweisen.

Einen ähnlichen Befund weist auch die östlich von Oerlinghausen bei Detmold gelegene **Wistinghausen-Querstörung** (sog. „Wistinghausener Kreidevorsprung“ nach Stille 1910, 1924) auf. Die steil stehende, sinistrale Querstörung rotiert im Osning-Sattel zu einer horizontalen Überschiebung, an der Buntsandstein-Schichten über Oberkreide-Schichten zu liegen kommen – was bereits STILLE (1924) durch mehrere Bohrungen belegen konnte.

Im Osnabrück-Segment treten auch dextrale Querstörungen auf, zu denen N – S streichende Elemente zwischen den Hochschollen des Dörenbergs, der Hüggel- und der Ibbenbüren-Scholle gehören. Für die dextralen, antithetischen Querstörungen sind offensichtlich rechtstretende Übertritte der synthetischen Elemente der Osning-Störungszone charakteristisch. Besonders kennzeichnend ist die Borgholzhausen-Querstörung am NW-Ende des Bielefeld-Segmentes. An ihr verspringt die Osning-Überschiebung rechtstretend zur Überschiebungszone der nördlich von Dissen gelegenen Borgloh-Scholle. Die Querstörung ist im Norden dabei selbst Teil der Osning-Überschiebung, worauf die überkippte Lagerung der NNW streichenden Kreide-Schichten nordwestlich von Borgholzhausen (Johannissegge, Hollandskopf) hindeutet. Sie ist damit Teil der bipolaren Osning-flower structure (s. Kap. 3.4). Erst südlich von Borgholzhausen ist die Querstörung allein eine dextrale Seitenverschiebung mit einem Verschiebungsbetrag von ca. 1 km.

3.3 Overlap Structures

Beispiele für kompressive overlap structures sind die Karbon-Schollen von Ibbenbüren und dem Hüggel, die Trias-Schollen des Teimers bei Lemgo, des Gretenbergs bei Detmold und für extensive overlap structures die Grotenburg-Scholle. Sie werden im Folgenden erläutert.

Das Verhältnis von Schollenhub zu Schollenbreite in transpressiven Schollen beträgt im Experiment etwa 1 : 2,5 (AYDIN & NUR 1982; HAGLAUER-RUPPEL 1991). In der Natur stellen sich ähnliche Verhältnisse ein. Die ca. 15 km lange Ibbenbüren-Scholle hat bei einer Breite von 5 km einen Hub von etwa 2 km erfahren.

Die **Ibbenbüren-Scholle** ist durch den Steinkohlenbergbau und Bohrungen bis in 1 500 m Tiefe hervorragend aufgeschlossen. Sie kann daher als Musterbeispiel für Overlap-Schollen dextraler Scherzonen gelten (DROZDZEWSKI 1985, 1988; HAGLAUER-RUPPEL 1991). Die herzynisch streichenden, zur Tiefe hin nachweisbar subvertikal einfallenden Randstörungen der Karbon-Scholle sind synthetische Scherbrüche (Abb. 5: Schnitt 4). Der südliche Ast setzt im Westen mit der Dreierwalde-Störung ein, die in die Südliche Randverwerfung der Karbon-Scholle übergeht und an deren Ostrand endet. Der nördliche Ast beginnt nördlich der Hüggel-Scholle und endet in der Nördlichen Randverwerfung am Westrand der Ibbenbüren-Scholle. Da die synthetischen Scherflächen folglich nach links versetzt überlappen, unterlag die Karbon-Scholle bei dextralem Bewegungssinn der Randstörung

gen einer Kompression und damit einer Heraushebung um etwa 2 km gegenüber ihrem aus Jura-Schichten bestehenden Vorland (Abb. 8a). Infolgedessen wurde die Struktur wie ein überdimensionaler Pflaumenkern zwischen den sich schließenden Randstörungen herausgepresst, randlich gefaltet und innerhalb der Scholle, in größerer Tiefe, an Überschiebungen zerschert. Die großräumige Ibbenbüren-Scholle wurde während der Inversion zusätzlich durch antithetische Scherflächen, die Einfluss auf ihr komplexes Kleinstörungs- und Klufnmuster hatten, graben- und halbgrabenartig gegliedert (DROZDZEWSKI 1985: Taf. 27 – 30).

Kennzeichnend für die Ibbenbüren-Scholle ist ihr randlich staffelförmiger Aufbau, der aus Karbon-, Zechstein- und Buntsandstein-Staffeln besteht. Vergleichbare strukturelle Parallelen weist die Teimer-Scholle auf (s. im Folgenden).

Die von BALDSCHUHN & KOCKEL (1999: Abb. 7) publizierte Turonium-Rekonstruktion der Ibbenbüren-Scholle mit einer Überlagerung mesozoischer Schichten von ca. 8 000 m beruht auf Annahmen aus dem Schollen-Umland. ADRIASOLA MUNOZ (2007) legt für die Bildung der Anthrazitkohlen aufgrund von Inkohlungsuntersuchungen lediglich eine ehemalige Überlagerung von ca. 4 400 m zugrunde. Auch dieser Wert übersteigt noch deren reell zu belegende Mächtigkeiten. Nach Bohrbefunden im Bockraden-Graben der Ibbenbüren-Scholle treten im Hangenden von Zechstein-Schichten nur gering mächtige Lias- und Malm-Ablagerungen (Münder-Formation) auf, während Trias-Schichten gänzlich fehlen (BÄSSLER 1968, 1970: Abb. 4). Auch in der ehemaligen Tongrube Wersburg im Bockraden-Graben treten im Hangenden von Zechstein-Schichten dunkelgraue Tonsteine mit Gips-linsen auf, die vermutlich zur Münder-Formation gehören (SCHULTKA 1991). Für die Bildung der Ibbenbürener Anthrazite infolge von Versenkung verbleiben damit lediglich ca. 2 500 m mächtige Kreide-Sedimente. Da offensichtlich ca. 3 000 m mächtige Trias-/Jura-Ablagerungen, die im Vorland auftreten, auf der Karbon-Scholle fehlen, sind frühe Heraushebungen der Karbon-Scholle infolge von tektonischen Bewegungen an der Trias/Jura- und der Jura/Kreide-Wende zu vermuten. Es stellt sich daher die Frage, ob das hoch inkohlte Osnabrücker Karbon möglicherweise außer der kreidezeitlichen auch eine permische Inkohlung erfahren hat. Dies ist jedoch eher auszuschließen, da Oberkarbon- und Zechstein-Schichten am Südrand der Karbon-Scholle den gleichen Inkohlungsgrad aufweisen. Flächenhafte Inkohlungsuntersuchungen der Ibbenbürener Karbon-Scholle (HOYER et al. 1971; HEUSER 1983) belegen auch eine enge zeitliche Verknüpfung der Inkohlung mit den spätkretazischen Schichtverformungen der Scholle und ihrer Bruchtektonik. Zieht man die starken Vererzungen und Mineralisationen der Karbon-Scholle (STADLER 1971) in Betracht, können möglicherweise hydrothermale Einflüsse bei der Inkohlung eine Rolle gespielt haben (WÜSTEFELD et al. 2017a, 2017b).

Sowohl die Ibbenbüren- als auch die kleinere Hüggel-Scholle (Abb. 5: Schnitt 5) weisen an ihren Südrändern bedeutende deckenartige Überschiebungen auf, an denen Trias-Schichten ca. 2 km weit auf Jura-Schichten des südlichen Vorlandes geschoben sind. Die Überschiebungen sind an die südlichen Schollenränder gebunden und wurzeln im Sinne von flower structures in diesen. Außerhalb der Karbon-Schollen fehlen streichende Fortsetzungen der betreffenden Überschiebungen. Diese sind daher keine streichenden Fortsetzungen der Osning-Überschiebung des Bielefeld-Segmentes.

Die in der Ibbenbüren-Scholle tief reichenden bergmännischen Aufschlüsse schließen auch eine nördliche Fortsetzung der randlichen Überschiebung in die Karbon-Scholle hinein definitiv aus. Damit besteht offensichtlich ein genetischer Zusammenhang zwischen dem Aufstieg der Karbon-Schollen entlang ihrer Randstörungen und den südgerichteten Überschiebungsbewegungen an ihrem Südrand (DROZDZEWSKI 1988). Um eine Verwechslung mit der lang durchhaltenden Osning-Überschiebung des Bielefeld-Segmentes auszuschließen, erhalten diese Überschiebungen hier Eigennamen: Laggenbeck-Überschiebung am Südrand der Ibbenbüren-Scholle und Silberberg-Überschiebung am Südrand des Hügels. Die Karbon-Schollen wurden spätvariszisch und oberkreidezeitlich transpressiv und sehr wahrscheinlich an der Jura/Kreide-Wende transtensiv beansprucht und gegenüber ihrem Umland herausgehoben.

Die **Teimer-Scholle** ist nördlich von Detmold eine tektonische Struktur der sinistralen Egge-Störungszone, die sich im Norden in der Meinberg-Störung (Meinberg-Graben) sowie der nördlich anschließenden Vlotho-Störung fortsetzt (Abb. 3). Infolge eines rechtstretenden Übertritts der sinistralen Meinberg-Störung zur Vlotho-Störung führte offensichtlich Kompression als Folge horizontaler Bewegungen zur Heraushebung der Teimer-Scholle als push up (Abb. 9 oben). Sie bildet zwischen Lemgo und Vlotho ein komplexes mosaikartiges Schollenraster von im Grundriss rundenlichen Hoch- und Tiefschollen („Nordlippisches Störungsfeld“; ROHDE 1963). Rundliche Horste kulminieren in Buntsandstein- und Muschelkalk-Heraushebungen, die gegenüber dem Keuper-Umland Vertikalbeträge von insgesamt bis zu 500 m erreichen. Die südliche Hochscholle hat bei einer Breite von 1 km eine Länge von 2,5 km, während die nördliche, komplexere Hochscholle bei ähnlichen Dimensionen weniger stark herausgehoben ist.

Im Querschnitt ist die prägnante Teimer-Scholle (auch „Teimer-Horstkomplex“; ROHDE 1963; FARRENSCHON 1998) zwischen den beiden linkstretenden Ästen des Pymont-Sattels deutlich erkennbar (Abb. 9). Bislang sind die aufgrund fehlender Aufschlüsse beiderseits der Teimer-Scholle als Abschiebungen interpretierten Störungen auch als steile Aufschiebungen zu deuten, womit die von Störungen begrenzte Teimer-Scholle den Charakter einer flower structure erhält. Im Querschnitt wird deutlich, dass die Aufwölbungen des Piesberg-Pymont-Sattels wie die Sättel der Osning-Scholle flower structure-artige Sättel bilden können. Die benachbarte Bohrung Kalldorf 1 (TK 25: Blatt 3819 Vlotho) mit fehlendem Zechstein-Salz und gering mächtigem Röt-Salz belegt, dass Salzaufstieg keine Bedeutung für die Strukturgenese des „Teimer-Horstkomplexes“ hatte, wie noch ROHDE (1963) und FARRENSCHON (1998) vermuteten.

Das Nordende der Vlotho-Störung (DEUTLOFF 1995: 94 – 95, Abb. 6 u. 7) bilden zahlreiche SW – NE streichende Abschiebungen, die im Sinne der Blattverschiebungstektonik als „hinterer dehnender Fächer“ oder „horsetail structure“ interpretiert werden können (WOODCOCK & FISCHER 1986).

Die **Gretenberg-Scholle** nördlich von Detmold – Barntrup (Abb. 3) ist eine allseits von NW – SE streichenden Störungen umschlossene Muschelkalk-Scholle innerhalb von Keuper-Schichten. Aufgrund von lateral sich ablösenden Störungen (FARRENSCHON 1986: Taf. 2) wird die 2 – 3 km lange und 0,8 km breite Scholle hier als push up interpretiert, an dem eine Heraushebung von 0,2 km erfolgte.

Die **Grotenburg-Scholle** wird von der bei Detmold nach Osten auslaufenden Osning-Überschiebung und der im Süden an ihrer Stelle einsetzenden Berlebeck-Überschiebung gebildet (Abb. 5: Schnitt 9 u. Abb. 10). Die infolge des rechtstretenden Übertrittes beider dextral verschiebenden Segmente wirksame Extension führte zur Bildung eines etwa 5 km langen und 2 km breiten, WNW – ESE verlaufenden pull aparts aus Keuper-Schichten, in die grabenartig Lias-Schichten eingesenkt sind. Das pull apart wird von Unterkreide-Schichten diskordant überlagert, was auf ein bereits jura-/kreidezeitliches Alter der Blattverschiebungstektonik schließen lässt. Die Hauptaktivitäten liefen aber auch hier oberkreidezeitlich ab, wie sich aus bruchtektonisch beanspruchten Unterkreide-Schichten der Grotenburg-Scholle sowie den steil aufgerichteten Kreide-Schichten des Osning-Sattels und des Berlebeck-Sattels ablesen lässt. Zur Berlebeck-Achse zählen die bei Detmold gelegenen Externsteine aus steil stehendem Osning-Sandstein (Abb. 5: Schnitt 9).

3.4 Flower Structures

Flower structures oder palm tree structures sind kennzeichnende Elemente transpressiver oder transtensiver Blattverschiebungstektonik. Ein anschauliches Literaturbeispiel bietet der Überschiebungsfächer der Painted Canyon Fault, einem Ast der San Andreas Fault im Painted Canyon der Mecca Hills/Südkalifornien (SYLVESTER 1988: Abb. 24). Flach liegende, in der Blattverschiebung wurzelnde Überschiebungen sind von der Hochscholle in die Tiefscholle gerichtet. Die polaren Überschiebungsäste schließen spezialgefaltete Sedimente ein. In vergleichbarer Weise, wenn auch in größerem Maßstab, ist die Osning-Überschiebung des Bielefeld-Segmentes aufgebaut, wie die Schnitte 6 – 8 der Abbildung 5 mit den ins Vorland gerichteten Überschiebungen erkennen lassen. Als weiteres Beispiel für flower structures im Bereich der Osning-Störungszone wird in Kapitel 3.4.3 die Dörenberg-Struktur angeführt.

3.4.1 Osning-Überschiebung

Die Osning-Überschiebung des Bielefeld-Segmentes liegt zwischen Detmold und Borgholzhausen, bei Halle/Westf. Sie ist eine 50 km lange und aus drei größeren Teilsegmenten bestehende Überschiebungszone mit flach liegenden Trias-Schichten auf der Nordflanke sowie steil stehenden und überkippten Kreide-Schichten, die zum Münsterland-Becken überleiten, auf der Südflanke.

Die Osning-Überschiebung ist möglicherweise auf einen blockierenden Störungsbogen (restraining bend) zurückzuführen, denn sie weist insgesamt einen 3 km messenden, in das Vorland gerichteten Bogen auf.

Da großräumige Aufschlüsse im Osning vielfach fehlen, entwickelte sich die struktureologische Erforschung und Interpretation der Osning-Überschiebung nur langsam. STILLE (1924) erbrachte mit seiner Deutung als flache, deckenartige Überschiebung, die in einer steilen, in der Bohrung Niederbarkhausen (TK 25: Blatt 4018 Lage) zur Tiefe undulierenden Störung wurzelt, den ersten Nachweis für eine flower structure-artige Überschiebungsstruktur. Seinerzeit fehlte noch eine entsprechende Interpretation der strukturellen Zusammenhänge. So führte LOTZE (1931: 48) das steile Einfallen der Osning-Überschiebung in der Bohrung Niederbarkhausen noch auf Kompetenzunterschiede der Gesteine zurück. Dieser

am Osning einzige durch eine Bohrung direkt erbrachte Nachweis einer flower structure ist beispielhaft für viele gleichartige Überschiebungen im Bereich der Osning-Störungszone. Es sind dabei keine allein auf Kompression zurückzuführenden Überschiebungen, sondern oberflächennahe Auswirkungen von Blattverschiebungen im tieferen Untergrund. Dagegen spricht auch nicht ein in den Kreide-Ketten des Osnings gemessener Paläostresstensor ($\Sigma 1$) in NE-SW-Richtung (SIPPEL 2009), da es sich hierbei lediglich um die lokale Hauptspannungsrichtung handelt, wie sie im oberflächennahen Bereich einer flower structure nicht anders zu erwarten ist (vgl. hierzu Kap. 6 u. HAGLAUER-RUPPEL 1991).

Die Osning-Überschiebung ist eine bipolare flower structure (Abb. 5: Schnitt 7). Ihr südlicher Ast, der in der Regel zwei oder auch mehr Störungsäste aufweist, besteht zwischen Detmold und Borgholzhausen aus der eigentlichen Osning-Überschiebung, während ihr nördlicher Ast die bei Werther verlaufende, bislang als Abschiebung interpretierte Werther-Störung (s. Abb. 7) ist (DEUTLOFF & KÜHN-VELTEN & MICHEL 1986: Geologische Karte, Schnitt A – B). Denn diese lässt sich nördlich von Borgholzhausen zwanglos mit der nördlichen Überschiebung der Borgloh-Scholle („Scholle von Borgloh“, HAACK 1925) verbinden.

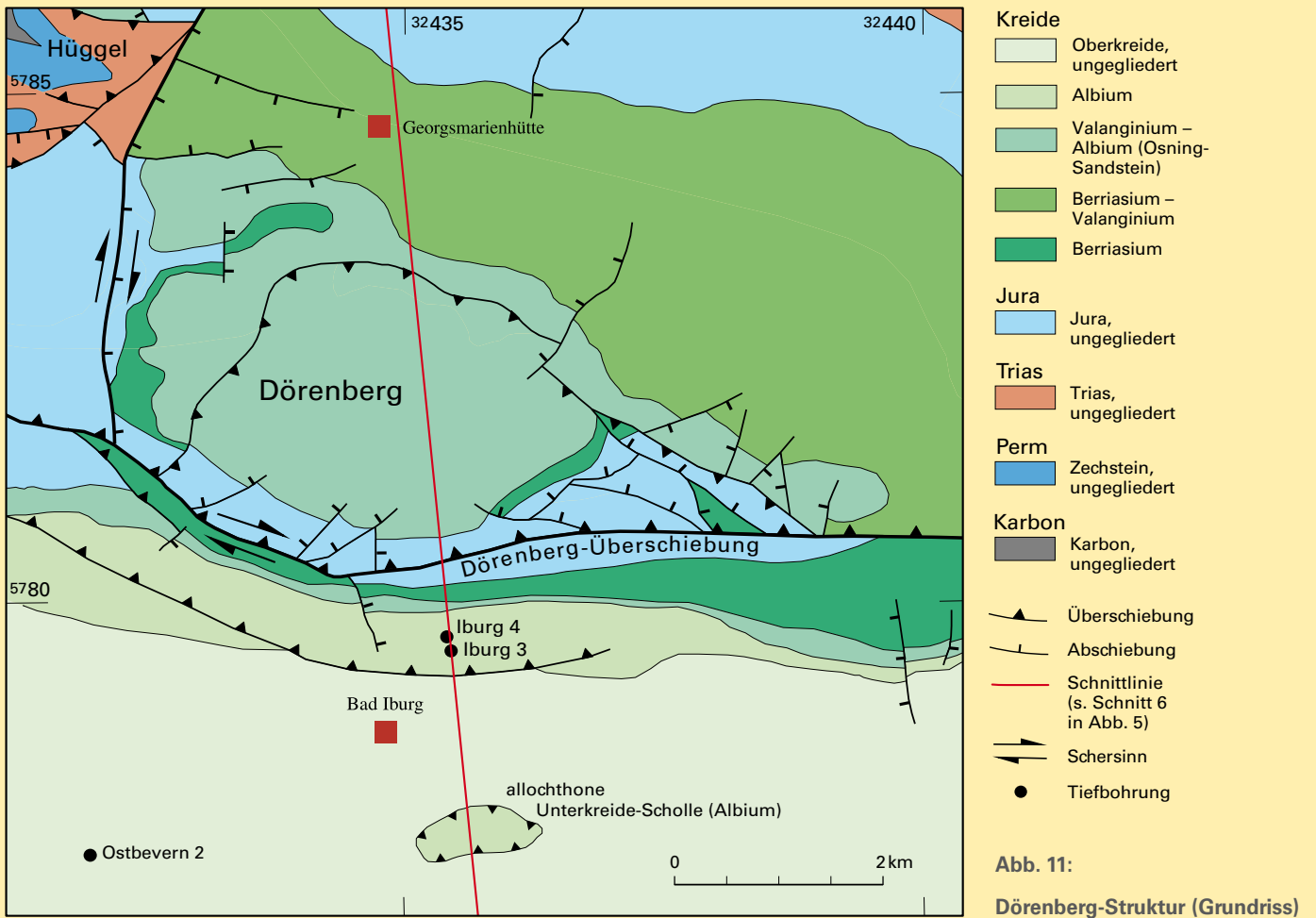
Die südvergente Überschiebungsäste (Osning-Überschiebung i. e. S.) weisen erwartungsgemäß jeweils die größeren Störungsbeträge auf. Allerdings lassen sich noch bis in den Raum Detmold – in der streichenden Fortsetzung der Werther-Störung – herzynisch streichende Störungsäste beobachten (vgl. HISS 1995: Anlagetafel „Verbreitung der Kreide im Münsterland“), die bislang aufgrund fehlender Aufschlüsse als nordfallende Abschiebungen gesehen wurden, jedoch wie im Falle der Werther-Störung auch als nordvergente Überschiebungsäste interpretiert werden können. Folgt man dieser Deutung, kann die gesamte Osning-Überschiebung als bipolare flower structure verstanden werden.

Die Osning-Überschiebung als Teilelement der Osning-Störungszone ist keine geschlossene Überschiebungsfront – vergleichbar mit orogenen Überschiebungen –, die an ihren Enden einsetzt und im mittleren Abschnitt ihren maximalen Verwurf erreicht. Die Osning-Überschiebung beginnt im SE bei Detmold, hat in ihrem Verlauf wechselnde Überschiebungsbeträge und endet im NW bei Borgholzhausen mit einem Maximalbetrag von über 1 km Vertikalverwurf (HAGLAUER-RUPPEL 1991). Derartige Schwankungen der Vertikalkomponente sind für Blattverschiebungszonen charakteristisch (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE 1985; DROZDZEWSKI & WREDE 1994; s. Kap. 5). Die Schubweiten der Osning-Überschiebung können über 4 km betragen (vgl. Abb. 5: Schnitt 8).

Auf die zwischen den beiden Überschiebungsästen der bipolaren Osning-Überschiebungszone verlaufende Haßberg-Zone wird im Folgenden eingegangen.

3.4.2 Haßberg-Zone

Im Bielefeld-Segment befinden sich am Nordflügel des Osning-Sattels, also innerhalb der zuvor erläuterten bipolaren Osning-flower structure, zahlreiche isolierte phacoidische Schollen von Keuper-, Jura- und Wealden-Sedimenten, meistens grabenartig innerhalb der Verbreitung des Mittleren Muschelkalks gelegen, die als Haßberg-Zone bezeichnet werden (STILLE 1910). Die zwischen Borgholzhausen und Detmold über 60 km Länge auftretenden Schollen der Haßberg-Zone gehören



daher nicht einem durchgehenden Grabenzug an, wie schematisch in Abbildung 4 dargestellt, sondern sind vielmehr eine Aneinanderreihung zahlreicher niedrig angeordneter Grabenstrukturen (ROSENFELD 1983: 39). HAGLAUER-RUPPEL (1991) und DÖLLING (2005) interpretieren die Graben-Scholten der Haßberg-Zone als negative flower structure, die durch Extensions-(Transtensions-)Bewegungen an en echelon versetzten Blattverschiebungen im Hinterland der Osning-Überschiebung entstanden sind. Die Zugehörigkeit der Haßberg-Zone zur bipolaren Osning-flower structure erweitert deren strukturelle und zeitliche Interpretation. Die Entstehung der Gräben kann nunmehr im engen mechanischen und zeitlichen Zusammenhang mit der spätkretazischen Inversion der bipolaren flower structure gesehen werden.

3.4.3 Dörenberg-Struktur

Der Dörenberg ist eine nördlich von Bad Iburg gelegene, etwa 5 km lange und 2,5 km breite, allseits von Störungen umschlossene Bergkuppe (Abb. 11). Er wird aufgebaut aus Osning-Sandstein (Osning-Formation, Valanginium – Albium), der für diesen Raum mit bis zu 280 m ungewöhnlich mächtig ist. Die an seinem Südrand verlaufende Dörenberg-Überschiebung besteht im Bereich von Bad Iburg aus zwei Überschiebungssäten (Abb. 5: Schnitt 6). Die kleine Unterkreide-Scholle am Nordrand des Münsterland-Beckens lässt sich zwanglos als Teil der deckenartigen Dörenberg-Überschiebung auffassen. Die insgesamt phacoidische Struktur der Dörenberg-Scholle sowie die kinematische Entwicklung sprechen für die Interpretation als bipolare, südvergente flower structure.

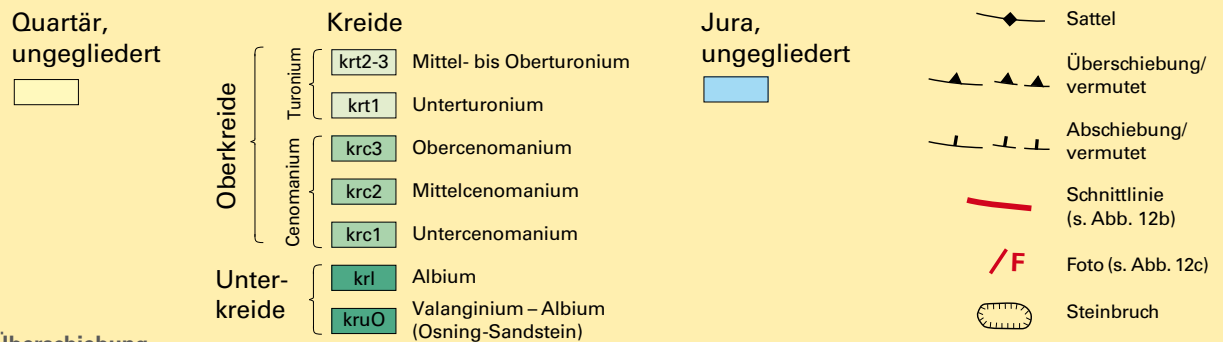
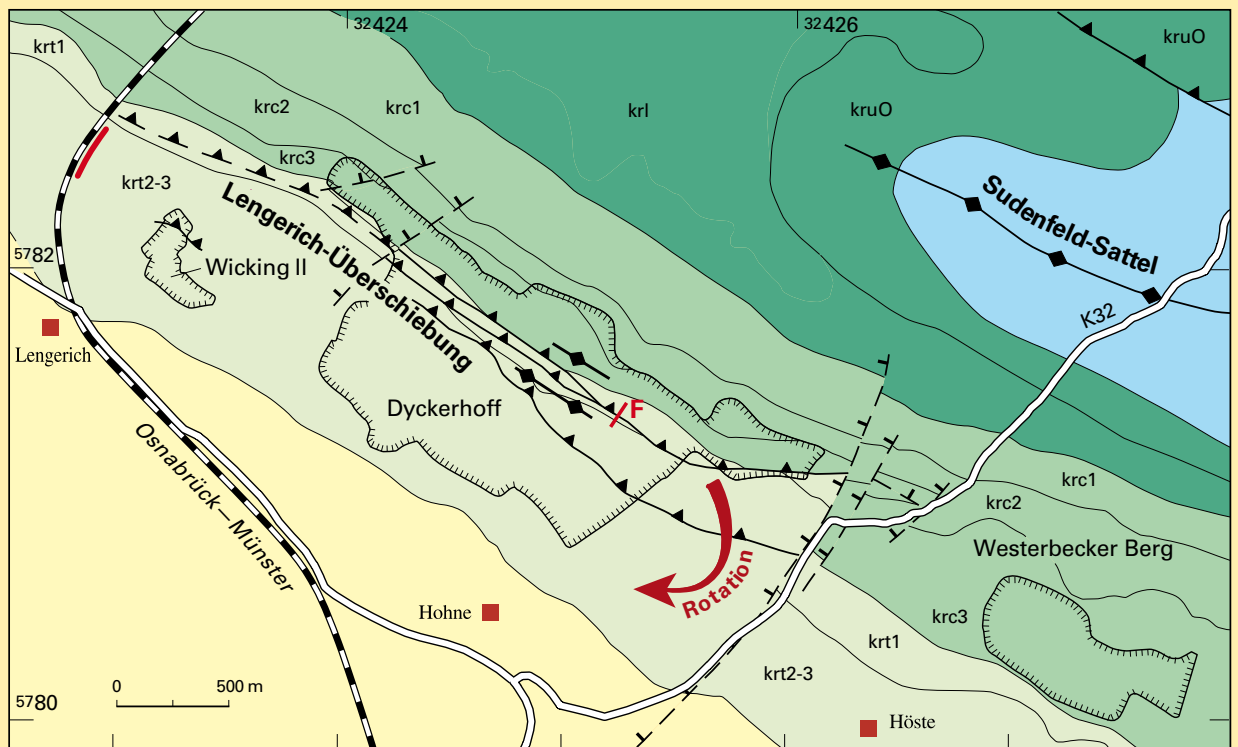


Abb. 12a:
Die Lengerich-Überschiebung
 als Folge einer Schollenrotation

Denkbar ist aber auch ein zeitliches Nacheinander von pull apart und flower structure. Die am Dörenberg ungewöhnlich hohen Mächtigkeiten des Osning-Sandsteins könnten für ein an der Jura/Kreide-Wende aktives pull apart sprechen, das während der oberkreidezeitlichen transpressiven Bewegungen zu einer flower structure invertierte.

3.5 Schollenrotationen

Schollenrotationen spielen in Blattverschiebungszonen eine wichtige Rolle (u. a. SYLVESTER 1984, 1988). Am Osning sei als Beispiel die Überschiebung im Steinbruch der Dyckerhoff-Zementwerke in Lengerich angeführt (Abb. 12a). Westlich setzt die flach nach SW einfallende Lengerich-Überschiebung im Bahneinschnitt Lengerich im Bereich einer kleinen, steil stehenden Störungszone (Abb. 12b) ein (LOTZE 1953: Taf. 2, Profil 2), die hier als Blattverschiebung interpretiert wird und die vermutlich die steil stehende Wurzelzone der südlich anschließenden deckenartigen Lengerich-Überschiebung ist. Die Überschiebungszone vergrößert innerhalb des Lengericher Steinbruchs (Dyckerhoff) im Grenzbereich Cenomanium/Turonium zunächst ihre Schubweiten auf mehrere hundert Meter (ROSENFELD 1963) und spaltet teilweise auf (Abb. 12c). Aber schon nach ca. 3 km streichender Erstreckung scheint die Über-

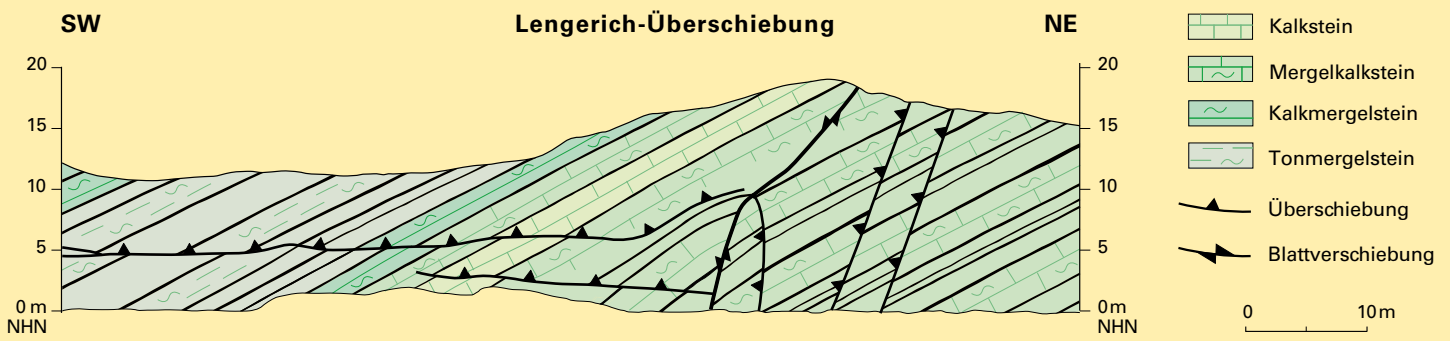
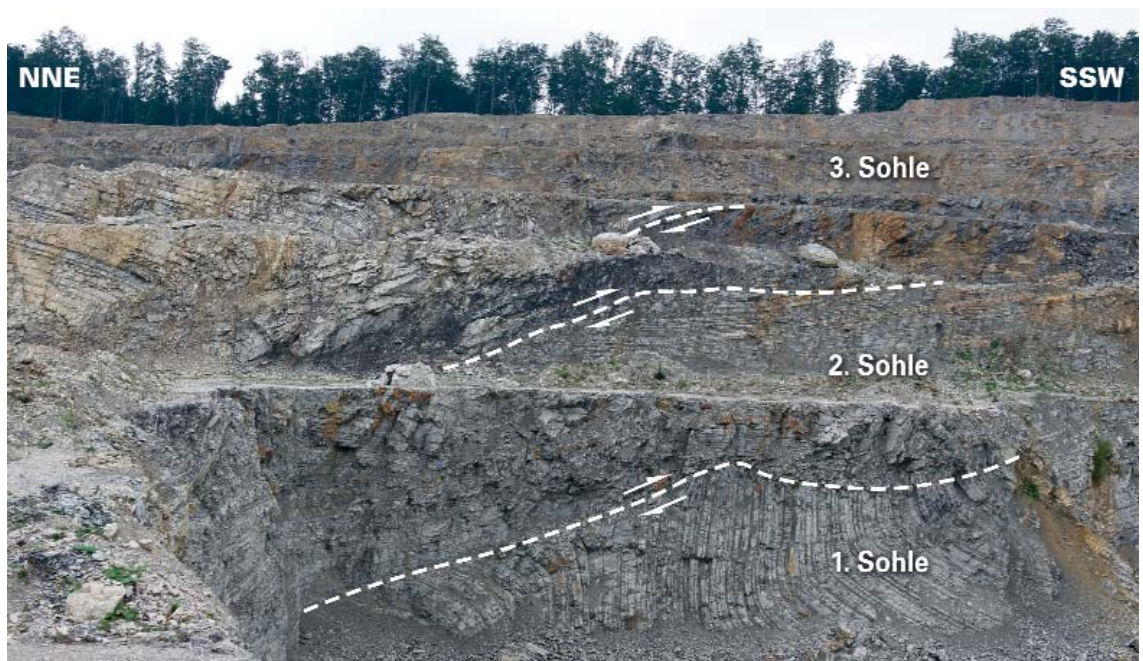


Abb. 12b: Querschnitt der Lengerich-Überschiebung im Bahneinschnitt der Bahnlinie Osnabrück – Münster/Westf. (verändert nach LOTZE 1953)

schiebungstektonik an der Ostwand des Steinbruchs in zwei Steilstellungs-zonen zu enden (Abb. 12a). Östlich des Lengericher Steinbruchs, abgetrennt durch eine vermutete Querstörung, ist eine derartige Überschiebung nicht zu beobachten, obwohl sich die Lagerungsverhältnisse in der SW-Flanke des Sudenfeld-Sattels – innerhalb dessen die Lengerich-Überschiebung verläuft – kaum verändern. Daher wird zwischen den beiden Steinbrüchen eine Querstörung vermutet. Schon LOTZE (1953) konstatiert für die Lengerich-Überschiebung eine „Torsionsbewegung um eine vertikale Drehachse“. Den Ostrand der im Uhrzeigersinn rotierten Scholle bildet vermutlich die Querstörung Höste – Sudenfeld (Abb. 12a).

Schollenrotationen erfolgten auch an overlap structures, wie der Ibbenbüren-Scholle. Die Heraushebung von push ups geht bevorzugt von einer Spitze der jeweiligen Schollen aus, wobei es zu Schichtenverkippen um 15° kommen kann. Im Falle der Ibbenbüren-Scholle erfuhr ihre SE-Spitze bereits während der variszischen Bewegungen infolge der Verkippen eine präzechsteinzeitliche Heraushebung und Erosion um ca. 1 000 m (DROZDZEWSKI 1985). Zusätzlich wird durch die Schollenheraushebung deren Rotation gefördert, wobei sich die Schollenspitze auf das Vorland aufschiebt und dabei in Scherrichtung abgebogen wird (HAGLAUER-RUPPEL 1991). Auf derartige Schollenrotationen lassen sich vermutlich auch die großräumigen internen Zerschierungen in den flach liegenden Flözen der Ibbenbüren-Scholle und die damit zusammenhängenden, häufig auftretenden Gasausbrüche (TEICHMÜLLER & JUCH 1978) zurückführen.

Abb. 12c:
Die Lengerich-Überschiebung im Bereich der Schwarzbunten Wechselfolge (Hesseltal-Formation, Obercenomanium – Unterturonium) im Steinbruch Dyckerhoff



3.6 Asymmetrisches Strike-Slip Basin, Münsterland-Becken

Das 140 km lange und 50 – 80 km breite Münsterland-Becken (VOIGT et al. 2008) ist ein asymmetrisches Becken, dessen größte Absenkung an seiner Nordseite unmittelbar südlich der Osning-Störungszone in der ca. 20 km breiten Vorosning-Senke erfolgte. Während der oberkreidezeitlichen Inversion der Osning-Scholle lagerten sich innerhalb der Senke in nur 15 Mio. Jahren bis 2 500 m mächtige Oberkreide-Schichten ab (HISS 1995). Die Heraushebung der Osning-Scholle erfolgte so rasch, dass entlang der Osning-Störungszone verschieden alte, aus Brekzien bestehende submarine Rutschkörper am Beckenrand zur Ablagerung kamen. Sie lassen sich im Gesamtverlauf der Störungszone von Rheine über Detmold bis nördlich von Paderborn nachweisen (VOIGT 1962; HILBRECHT 1988; SKUPIN 1996; KAPLAN 2011; WULFF & KAPLAN & MUTTERLOSE 2017). Die Rutschungen setzen im NW bei Wettringen, südwestlich von Rheine, im Unterturonium ein und haben im SE bei Bielefeld und Detmold ihren zeitlichen Schwerpunkt im Coniacium (frdl. Mitt. U. KAPLAN, Gütersloh), offenbar infolge der Verlagerung der Liefergebiete von NW nach SE. Legt man für die Altersunterschiede der Rutschkörper etwa 8 Mio. Jahre und für die Distanz der Schüttungsschwerpunkte etwa 80 km zugrunde, dann errechnet sich für die sich lateral verlagernden Liefergebiete ein Wert von 1 cm/a, ein plattentektonisch durchaus realistischer Wert (FRISCH & MESCHÉDE & BLAKEY 2011). Er darf verständlicherweise nicht mit einem Seitenverschiebungsbetrag der Osning-Störungszone verwechselt werden, kann aber als Beleg für dextrale Blattverschiebungstektonik am Osning herangezogen werden.

Während an der Osning-Störungszone die Kreide-Falten als erzwungene Falten (forced folds) mehrheitlich WNW – ESE verlaufen, streichen sie im Münsterland-Becken SW – NE (s. Abb. 2). Dieser Befund spricht für eine während der Oberkreide-Zeit NW – SE gerichtete maximale Hauptspannungsrichtung (vgl. Kap. 6). Der oberkreidezeitliche Faltenbau ist am deutlichsten im NW-Teil des Münsterland-Beckens entwickelt. In südöstlicher Richtung stellen sich zunehmend Grabenstrukturen mit gleichem Streichen ein, wie beispielsweise im Raum Beckum nachgewiesen (DÖLLING & JUCH 2009). Das mehr oder weniger gleichzeitige Vorkommen von Einengung und Dehnung (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE 1985; BIDDLE & CHRISTIE-BLICK 1985) stützt eine Interpretation des Münsterland-Beckens als asymmetrisches strike-slip basin (Blattverschiebungsbecken).

4 Horizontalkomponenten an der Osning-Störungszone

Grundsätzlich ist in Blattverschiebungszonen bei der Beurteilung der Horizontalkomponente ihr erosives Anschnittniveau zu berücksichtigen. Geophysikalische Untersuchungen im Norddeutschen Becken ergaben bis in die Unterkruste reichende Bruchstrukturen (DOHR 1983, 1989). Es ist daher davon auszugehen, dass die an der Erdoberfläche zu beobachtenden Strukturelemente (Überschiebungen, flower structures, push ups etc.) vor allem vertikale Bewegungsmerkmale aufweisen. Infolgedessen können die an der Erdoberfläche zu messenden Horizontalverschiebungen relativ geringfügig sein, während die maßgeblichen Seitenverschiebungen an den in der Tiefe gelegenen Hauptästen erfolgten.

Für die Bestimmung von Horizontalversatz und Bewegungssinn einer Blattverschiebung eignen sich Abrisslinien planarer vertikaler Vorzeichnungen oder auch lineare sedimentäre Faziesgrenzen. Da die Osning-Störungszone überwiegend parallel zu Faziesgrenzen verläuft, konzentrieren sich Überlegungen zum Horizontalversatz auf tektonische Elemente, die die Osning-Störungszone queren, wie die Egge- und die Niederrhein-Ems-Störungszone sowie antithetische Störungen.

Die Egge-Störungszone bildet den Abbruch der Rheinischen Masse zur Hessischen Senke. Ihre westliche Hauptstörung ist der Westheim-Abbruch, der möglicherweise seit dem Zechstein wirksam war und sich im Norden im Liegenden von Oberkreide-Schichten vermutlich bis an die Osning-Störungszone bei Detmold fortsetzt (FARRENSCHON 1990). Sieht man im Meinberg-Graben die nördliche Fortsetzung des Westheim-Abbruchs, dann kann ein dextraler Versatz der Egge-Störungszone durch die Osning-Störungszone in der Größenordnung von ca. 5 km angenommen werden (vgl. Abb. 3).

Für die Beurteilung eines Horizontalversatzes an der Osning-Störungszone sind der Verlauf der Ems-Senke und ihre südliche Fortsetzung in die Niederrhein-Senke bedeutsam (Abb. 2; vgl. MURAWSKI 1964). Das Südennde der Ems-Störungszone stößt etwa zwischen Gronau und Ochtrup mit NNE-Streichen auf die Gronau-Störung (vgl. VAN TONGEREN 1996: Fig. 2). Die Niederrhein-Störungszone setzt mit gleichem NNE-Streichen etwa bei Gronau – Epe ein. Eine ursprünglich zusammengehörige Niederrhein-Ems-Störungszone vorausgesetzt (MURAWSKI 1964), ergäbe sich für die Osning-Störungszone ein dextraler Horizontalversatz von ca. 10 km. Einen vergleichbaren Seitenverschiebungsbetrag vertritt auch VAN TONGEREN (1996).

An den antithetischen Störungen der Bielefeld- und der Wistinghausen-Querstörung lassen sich aufgrund der sigmoidalen Verbiegungen der Störungsverläufe Horizontalverschiebungen in der Größenordnung von 3 bzw. 1,5 km ableiten. Die Horizontalkomponente der Osning-Störungszone weist damit im Vergleich zur Vertikalkomponente deutlich größere Beträge auf. Diese reichen in der Regel von einigen hundert bis zu tausend Metern (HAGLAUER-RUPPEL 1991). Nur bei den Karbon-Schollen Ibbenbüren und Hüggel liegen sie darüber.

Zur Auslösung von Blattverschiebungstektonik bedarf es allerdings keiner großen Horizontalverschiebungen. So lässt sich aufgrund rein geometrischer Ableitungen nachweisen, dass allein schon kleine Änderungen in der Horizontalkomponente eines Verwurfs eine beträchtliche Änderung des Vertikalverwurfs zur Folge haben können (WREDE 1992: Abb. 4; DROZDZEWSKI & WREDE 1994: 149). Bezogen auf die Ibbenbüren-Scholle als push up, würde die Heraushebung der Karbon-Scholle um 2 km minimal nur eine Horizontalverschiebung entlang der Osning-Störungszone von etwa 450 m erfordern. Dessen ungeachtet, belegen die vorliegenden Untersuchungen erheblich größere Lateralversätze an der Osning-Störungszone.

5 Vertikalkomponenten an der Osning-Störungszone

Die Osning-Überschiebung als flower structure weist in ihrem Verlauf stark wechselnde Vertikalkomponenten auf. Die Vertikalbeträge schwanken zwischen $x \cdot 100$ und 1 000 m. Die Überschiebungsbeträge der Osning-Überschiebung schwanken bereits in Kilometerabständen um 20 %. Darüber hinaus zeigt die Überschiebung ein pendelndes Schwanken der Vertikalbeträge (HAGLAUER-RUPPEL 1991: Abb. 55). Derartige Schwankungen der Vertikalkomponente sind für Blattverschiebungszonen charakteristisch (CHRISTIE-BLICK & BIDDLE 1985).

Für die beobachteten Schwankungen der Vertikalkomponente an der Osning-Überschiebung kommen zwei Ursachen infrage: Zum einen besteht die Hauptverschiebungszone der Osning-Störungszone aus mehreren synthetischen Störungsästen, an die jeweils unterschiedliche Überschiebungsweiten gebunden sein können. Erst im Verlauf der Scherbewegungen schlossen sich die synthetischen Störungsäste zu einer mehr oder weniger durchgehenden Überschiebung zusammen. Zum anderen ist die Osning-Überschiebung durch antithetische Querstörungen in Einzelelemente gegliedert, an denen ebenfalls eigenständige Bewegungsabläufe erfolgten (HAGLAUER-RUPPEL 1991).

6 Hauptspannungsrichtungen an der Osning-Störungszone

In Blattverschiebungsregimen ist zwischen einem regionalen und einem lokalen Spannungsfeld zu unterscheiden. Die im Bielefeld-Segment der Osning-Störungszone überwiegend in NE-SW-Richtung gemessenen Beanspruchungsrichtungen (Sigma 1) (SIPPEL 2009) entsprechen offenbar dem lokalen Spannungsfeld. Denn die an der Erdoberfläche auftretenden Deformationen sind überwiegend flower structures und daran gebundene erzwungene Faltenstrukturen (forced folds, overturned folds). Die vor allem in der tieferen Kruste ablaufenden Seitenverschiebungen folgen jedoch der regionalen N – S bis NW – SE ausgerichteten Hauptspannungsrichtung. Diese lässt sich aber erst in größerem Abstand zur Störungszone ermitteln, beispielsweise im Münsterland-Becken (s. im Folgenden).

An der Osning-Störungszone treten allerdings auch tektonische Elemente auf, die einen Hinweis auf das zur Zeit der spätkretazischen Deformation vorherrschende Sigma 1 geben können. Es sind Fiederfalten, wie der Rothenfelde- oder der Waldhügel-Sattel, also kompressive Strukturen in den linkstretenden Überritten der einzelnen synthetischen Segmente der Osning-Störungszone. Aus ihrem generellen W-E-Verlauf lässt sich auf eine regionale Hauptspannungsrichtung generell in N-S-Richtung während der Oberkreide-Zeit schließen. Auch aus den Streichrichtungen der Randfalten der Ibbenbüren-Scholle (Kälberberg-Monokline im NW und der Südrand-Sattel der Scholle; DROZDZEWSKI 1985) lässt sich eine regionale Hauptspannungsrichtung in N-S- bis NNW-SSE-Richtung ableiten (s. Abb. 8).

Eine Hauptspannungsrichtung in SW-NE-Richtung (SIPPEL 2009; KLEY & VOIGT 2008; KLEY 2013) würde auch die lang durchhaltenden WSW – ENE streichenden oberkreidezeitlichen Falten im nordwestlichen Münsterland, wie den Darfeld- oder den Dorsten-Sattel im Kreide-Deckgebirge, nicht erklären, ein Sigma 1 in NNW-SSE- oder N-S-Richtung allerdings durchaus (vgl. Abb. 2).

Allerdings ergaben Messungen der Hauptspannungsrichtungen im Bielefeld-Segment auch N – S gerichtete Hauptspannungsrichtungen (SAINTOT & KOZAKOVSKI & PASCAL 2013).

Darüber hinaus stützen kleintektonische Untersuchungen im Bereich der Osning-Störungszone das zuvor skizzierte Bewegungsbild: Im Bielefeld-Segment mit einer Dominanz von flower structures (Osning-Überschiebung) belegen Harnischmessungen vor allem reine Vertikalbewegungen. Im Osnabrück-Segment mit einer Dominanz von overlap structures dominieren hingegen Harnische, die blattverschiebende Bewegungen belegen (HAGLAUER-RUPPEL 1991). Eigene Messungen am Südrand der Ibbenbüren-Scholle ergaben dort ebenfalls vorherrschend horizontale Harnische.

7 Zeitlichkeit der tektonischen Bewegungen

Eine bereits kaledonische Vorgeschichte der Osning-Störungszone ist aufgrund ihrer Position im Bereich einer Terrane-Grenze zu vermuten. Spätvariszische tektonische Aktivitäten der Osning-Störungszone können hingegen aufgrund von Beobachtungen im Bereich der Ibbenbüren-Scholle als erwiesen gelten (DROZDZEWSKI 1985, 1988). Dafür sprechen vor allem auch die im Bereich der Osning-Störungszone nach Norden auslaufenden variszischen Falten im Untergrund des Münsterland-Beckens (DROZDZEWSKI & WREDE 1994; DROZDZEWSKI et al. 2009).

Tektonische Bewegungen an der Jura/Kreide-Wende sind an der gesamten Osning-Störungszone belegt (z. B. HAACK 1925). Sie werden traditionell als dehnend eingestuft (ROSENFELD 1983; BALDSCHUHN & KOCKEL 1999). So wies WOLBURG (1953) im Raum Gronau größere Abschiebungen nach, die während der Oberkreide-Zeit invertierten (Abb. 5: Schnitt 1).

Allerdings finden sich in der Literatur auch zahlreiche Belege für kompressive Bewegungen an der Jura/Kreide-Wende. Im Osnabrück-Segment der Osning-Störungszone sind herzynisch streichende Falten nachgewiesen, die von Osning-Sandstein diskordant überlagert werden. Beispielsweise treten westlich von Bad Iburg, am jura-/kreidezeitlich gebildeten, herzynisch streichenden Sudenfeld-Sattel, Diskordanzwinkel von 25° auf (KELLER 1980). Östlich von Bad Iburg sind auch wesentlich steilere Werte nachgewiesen (HAACK 1930). Die kompressiven Bewegungen erfolgten während des Valanginiums (ca. 135 Mio. J. v. heute). Vom östlichen Osning, bei Oerlinghausen, werden ebenfalls kompressive tektonische Bewegungen an der Jura/Kreide-Wende beschrieben (NIEDER 1933). Auch diese frühen Deformationen in Form von streichenden Abschiebungen und Falten sind Ausdruck einer jura-/kreidezeitlichen Blattverschiebungstektonik an der Osning-Störungszone. Zeitgleiche tektonische Bewegungen an der Grotenburg-Scholle stützen die Befunde (vgl. Kap. 3.3).

Auch für die Ibbenbüren-Scholle lassen sich tektonische Bewegungen nachweisen, wie Schichten-
ausfälle während Trias und Jura nahelegen (vgl. Kap. 3.3).

In struktureller Hinsicht am bedeutendsten sind die tektonischen Bewegungen während der Ober-
kreide und des Paläogens, die aufgrund der vorliegenden Befunde infolge von Blattverschie-
bungstektonik zur Inversion des Niedersachsen-Beckens führten. Erste Hebungen werden durch
Rutschungssedimente im Unterturonium von Wetringen, südwestlich von Rheine, dokumentiert
(HILBRECHT 1988; HISS 1995; s. Kap. 3.6). Auch im Kreide-Deckgebirge des Ruhrgebietes sind an Quer-
und Diagonalstörungen Inversionsbewegungen bereits während des ausgehenden Cenomaniums
und Turoniums belegt (WREDE 2010).

8 Schlussfolgerungen

Die Osning-Störungszone begrenzt den stark herausgehobenen südlichen Teil des Niedersachsen-
Beckens. In struktureller Hinsicht liegt hier der oberflächennahe, von Überschiebungen, Falten und
push ups dominierte Teil der Störungszone vor, während ihre Wurzel in geophysikalisch nachge-
wiesenen, tief reichenden Störungen zu suchen ist (DOHR 1983,1989). An der Erdoberfläche herrschen
daher flache, deckenartige Überschiebungen und daran gebundene überkippte Schichtlagerungen
vor. Daneben treten im Osnabrück-Segment auch tiefere Niveaus der Blattverschiebungszone an die
Erdoberfläche. Dort manifestieren die stark herausgehobenen Karbon-Schollen Ibbenbüren und
Hüggel die zur Tiefe hin zunehmende Horizontalverschiebungskomponente der Osning-Störungszone.

Zusammenfassend sprechen an der Osning-Störungszone folgende Strukturelemente für die Exis-
tenz von Blattverschiebungstektonik:

- en echelon angeordnete, linkstretende Störungsäste in Form von synthetischen Riedelscher-
flächen (Bielefeld-, Osnabrück- und Gronau-Segment) mit konvergenten Verbindungsstruktu-
ren (Fiederfalten von Rothenfelde-, Waldhügel- und Ochtrup-Sattel). Auch die einzelnen synthe-
tischen Teilsegmente der Osning-Störungszone, wie beispielsweise das Bielefeld-Segment,
bestehen aus weiteren synthetischen Scherflächen, die sich räumlich und zeitlich während
des dextralen Scherprozesses zusammenschlossen.
- Querstörungen als antithetische Riedelscherflächen, die während ihrer sinistralen Scherbe-
wegungen im Zusammenspiel mit den dominanten synthetischen Riedelscherflächen der
Osning-Störungszone in Bezug auf ihren Verlauf und Störungscharakter deformiert wurden
(z. B. antithetische Bielefeld-Störung, sog. „Bielefelder Kreidevorsprung“ nach STILLE 1910, 1924)
- overlap structures (z. B. Ibbenbüren-Scholle als push up). Kennzeichnend ist der randlich staf-
felförmige Aufbau der Ibbenbüren-Scholle, der aus Karbon-, Zechstein- und Buntsandstein-
Staffeln besteht. Vergleichbare strukturelle Parallelen weist die Teimer-Scholle auf. Derartige
steile Randstörungen von Hochschollen lassen sich deutlich besser mit Blattverschiebungs-
mechanismen in Einklang bringen als mit einer Einengungstektonik.

- flower structures mit teilweise flach einfallenden polaren und bipolaren Überschiebungen im oberen Stockwerk (Osning-Überschiebung) und steilen Blattverschiebungen im tieferen Stockwerk des nordwestlichen Osnings (Osnabrück-Segment)

Zusätzlich stützen die in der Osning-Scholle beschriebenen Elemente der Wiehengebirge-Flexur, der nördlichen Egge-Störungszone sowie die Interpretation des Münsterland-Beckens als asymmetrisches strike-slip basin insgesamt den Blattverschiebungscharakter des tektonischen Baus.

Vor allem das zeitlich und räumlich enge Nebeneinander von Kompression und Extension während der spätkretazischen Inversionsbewegungen spricht für Scherung. Denn aus reiner Vertikaltektonik kann das nachgewiesene zeitliche und räumliche Nebeneinander von einengender und dehrender Tektonik nicht erklärt werden. Konsequenterweise lassen sich die durch Blattverschiebungstektonik erzeugten Strukturen auch nicht zweidimensional in bilanzierten Querschnitten (balanced cross sections) rekonstruieren, sondern bedürfen einer dreidimensionalen Betrachtung unter Berücksichtigung der zeitlichen Abläufe.

Bezeichnend ist auch, dass die Osning-Scholle insgesamt gesehen, trotz ihrer deutlichen kretazischen Inversion, quer zu den Faltelementen nur geringfügig verkürzt wurde. Insbesondere im Querprofil durch die breite und flache Herford-Lias-Mulde lassen sich kaum merkliche Verkürzungen der Schichtlängen quer zum Streichen der Schichten ablesen (s. Abb. 1b: Schnitt 2). Dies stützt die Auffassung eines durch Blattverschiebungen verursachten Deformationsstils, der zur Inversion an der Osning-Störungszone führte.

9 Dank

Die Begutachtung des Manuskriptes übernahm Dr. Volker Wrede. Ihm danken wir für die sorgfältige Durchsicht des Artikels und zahlreiche hilfreiche Anregungen.

Ulrike Mittler, Ulrike Lux und Dariusz Kugel danken wir für ihre wertvolle Unterstützung bei der Erstellung der Abbildungen für diesen Artikel.

Dr. Dierk Juch, Mathias Knaak und Daniel Schrijver danken wir für ihre Anregungen und Diskussionsbeiträge zu diesem Artikel.

Ein besonderer Dank gilt Ulrich Kaplan (Gütersloh) für seine wertvolle Unterstützung und zahlreiche Diskussionen.

10 Schriftenverzeichnis

- ADRIASOLA MUNOZ, Y. (2007): The thermal history of the western Lower Saxony Basin, Germany. – Diss. RWTH Aachen: 153 S.; Aachen.
- ARTHAUD, F.; MATTE, PH. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and northern Africa: Result of a right-lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **88** (9): 1305 – 1320; Boulder/Col.
- AYDIN, A.; NUR, A. (1982): Evolution of pull apart basins and their scale independence. – *Tectonics*, **1**: 91 – 105; Washington/D. C.
- BACHMANN, G. H.; GROSSE, S. (1989): Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens – geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. – *Veröff. niedersächs. Akad. Geowiss.*, **2**: 23 – 47; Hannover.
- BALDSCHUHN, R.; KOCKEL, F. (1999): Das Osning-Lineament am Südrand des Niedersachsen-Beckens. – *Z. dt. geol. Ges.*, **150** (4): 673 – 695; Stuttgart.
- BÄSSLER, R. (1968): Hydrogeologie und Grundwassernutzung im zentralen Bereich des Schafberges bei Ibbenbüren/Westfalen. – *Beih. Ber. Naturh. Ges.*, **5**: 93 – 108; Hannover.
- BÄSSLER, R. (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbürener Steinkohlenreviers. – *Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol., Hydrogeoch.*: 209 – 286; Hannover.
- BARTLETT, W. L.; FRIEDMANN, M.; LOGAN, J. M. (1981): Experimental folding and faulting of rocks under confining pressure. – *Tectonophysics*, **79**: 255 – 277; Amsterdam.
- BETZ, D.; FÜHRER, F.; GREINER, G.; PLEIN, E. (1987): Evolution of the Lower Saxony Basin. – *Tectonophysics*, **137**: 127 – 170; Amsterdam.
- BIDDLE, K. T.; CHRISTIE-BLICK, N. [Hrsg.] (1985): Glossary. – In: *Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation*. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral.*, **37**: 375 – 386; Tulsa/Okla.
- BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – *Geol. Jb.*, **85**: 861 – 900; Hannover.
- BRIX, M. R.; SCHWARZ, H. U.; VOLLBRECHT, A. (1985): Tektonische Experimente als Beitrag zu Strukturanalysen im Ruhrkarbon. – *Glückauf-Forsch.-H.*, **46**: 192 – 199; Essen.
- CHRISTIE-BLICK, N.; BIDDLE, K. T. [Hrsg.] (1985): Deformation and basin formation along strike-slip faults. – In: *Strike-slip deformation, basin formation and sedimentation*. – *Spec. Publ. Soc. econ. Palaeont. and Mineral.*, **37**: 1 – 34; Tulsa/Okla.
- DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G.; SKUPIN, K. (1982): Erläuterungen zu Blatt C 3918 Minden. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>*, Erl., **C 3918**: 80 S.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O.; KÜHN-VELTEN, H.; MICHEL, G. (1986): Erläuterungen zu Blatt C 3914 Bielefeld. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 100 000>*, Erl., **C 3914**: 104 S.; Krefeld.
- DEUTLOFF, O. (1995), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; JÄGER, B.; MICHEL, G.; VIETH-REDEMANN, A.: Erläuterungen zu Blatt 3818 Herford. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **3818**: 182 S.; Krefeld.
- DÖLLING, M. (2005): Erläuterungen zu Blatt 3915 Bockhorst. – *Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>*, Erl., **3915**: 198 S.; Krefeld.
- DÖLLING, M.; JUCH, D. (2009): Strukturgeologische Modellvorstellungen zum Kreide-Deckgebirge im zentralen Münsterland. – *scriptum*, **18**: 5 – 27; Krefeld.
- DOHR, G. (1983): Ergebnisse geophysikalischer Untersuchungen über den Bau des Nordwestdeutschen Beckens. – *Erdöl-Erdgas-Z.*, **99** (7/8): 252 – 267; Hamburg.
- DOHR, G. (1989): Ergebnisse geophysikalischer Arbeiten zur Untersuchung des tieferen Untergrundes in Norddeutschland. – *Nieders. Akad. Geowiss.*, **2**: 4 – 23; Hannover.
- DOOLEY, T. P.; SCHREURS, G. (2012): Analogue modelling of intraplate strike-slip tectonics: A review and new experimental results. – *Tectonophysics*, **574/575**: 1 – 71; Amsterdam.
- DOORNENBAL, J. C.; STEVENSON, A. G. [Hrsg.] (2010): Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area. – 342 S.; Houten (EAGE).

- DROZDZEWSKI, G. (1985): Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbon-Scholle. – In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V. [Hrsg.]: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 189 – 216; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **77** (1): 127 – 141; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G. (2005): Zur sedimentären Entwicklung des Subvariscikums im Namurium und Westfalium Nordwestdeutschlands. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenb., **254**: 271 – 320, 15 Abb., 2 Tab., 4 Taf.; Stuttgart.
- DROZDZEWSKI, G.; WREDE, V. (1994): Faltung und Bruchtektonik – Analyse der Tektonik im Subvariscikum. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **38**: 7 – 187; Krefeld.
- DROZDZEWSKI, G.; HENSCHIED, ST.; HOTH, P.; JUCH, D.; LITCKE, R.; VIETH, A.; WREDE, V. (2009): The pre-Permian of NW-Germany – structure and coalification map. – Z. dt. Ges. Geowiss., **160** (2): 159 – 172; Stuttgart.
- EISBACHER, G. H. (1988): Nordamerika. – Geologie der Erde, **Bd. 2**: 176 S.; Stuttgart (Enke).
- EISBACHER, G. H. (1996): Einführung in die Tektonik, 2. Aufl.: IX + 374 S.; Stuttgart (Enke).
- EMMONS, R.C. (1969): Strike-slip rupture patterns in sand models. – Tectonophysics, **7**: 71 – 87; Amsterdam.
- FARRENSCHON, J. (1986), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H.; MICHEL, G.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4019**, 2. Aufl.: 172 S.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J. (1990), mit Beitr. von DUBBER, H.-J.; HEUSER, H.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4119**: 195 S.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J. (1998), mit Beitr. von BETZER, H. J.; JÄGER, B.; MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 3919 Lemgo. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3919**, 2. Aufl.: 189 S.; Krefeld.
- FRISCH, W.; MESCHDE, M.; BLAKEY, R. (2011): Plate Tectonics – Continental Drift and Mountain Building: 212 S., (Springer).
- Geologie im Münsterland (1995). – 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GÜNTHER, K.; DROZDZEWSKI, G.; HISS, M. (1998): Neue Erkenntnisse zum geologischen Bau des „Kleinen Berges“ zwischen Bad Laer und Bad Rothenfelde (südwestliches Niedersachsen) aufgrund der Ergebnisse der Tiefbohrung „Bad Laer Z 1“ (1993). – Mitt. geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 87 – 113; Hannover.
- HAACK, W. (1925): Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **76** (1 – 4): 33 – 52; Berlin.
- HAACK, W. (1930): Erläuterungen zu Blatt 3814 Iburg. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, Erl., **3814**: 95 S.; Berlin.
- HAGLAUER-RUPPEL, B. (1991): Kinematik und Begleitstrukturen von Scherzonen – Experimente und Beispiele Mitteleuropas (mit besonderer Berücksichtigung des Osning-Lineamentes). – Diss. Ruhr-Univ. Bochum: 213 S.; Bochum.
- HARDING, T. P.; VIERBUCHEN, R. C.; CHRISTIE-BLICK, N. (1985): Structural styles, plate-tectonic settings and hydrocarbon traps on divergent (transtensional) wrench faults. – In: BIDDLE, K. T.; CHRISTIE-BLICK, N. [Hrsg.]: Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation. – Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. and Mineral., **37**: 51 – 77; Tulsa/Okla.
- HEUSER, H. (1983): Rohstoffdaten der Steinkohlenlagerstätte Ibbenbüren. – Referendararbeit: 16 S.; Krefeld. – [unveröff.]
- HILBRECHT, H. (1988): Hangfazies in pelagischen Kalken und syndimentäre Tektonik in Beispielen aus dem Mittel-Turon (Oberkreide) von NW-Deutschland. – Z. dt. geol. Ges., **139**: 83 – 109; Hannover.
- HISS, M. (1995): Kreide. – In: Geologie im Münsterland: 41 – 65; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- HOYER, P.; LEISSER, J.; TEICHMÜLLER, M.; TEICHMÜLLER, R. (1971): Die Karbon-Ablagerungen in der Bundesrepublik Deutschland. – 3. Das Karbon von Ibbenbüren, am Hügge und Piesberg; c) Inkohlung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 83 – 86; Krefeld.
- KAPLAN, U. (2011): Das Cenomanium (Oberkreide) im südlichen Teutoburger Wald und nördlichen Eggegebirge zwischen Berlebeck und Veldrom (Südöstliches Münsterland-Becken). – Geol. u. Paläont. Westf., **81**: 105 S.; Münster/Westf.
- KELLER, G. (1980): Der Sudenfelder Sattel des Osning-Sandsteins bei Hagen a. T. W. (Landkreis Osnabrück). – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **7**: 49 – 68; Osnabrück.

- KLASSEN, H. (2003): Zur Entwicklungsgeschichte des nördlichen Osnabrücker Berglandes. – Osnabrücker naturwiss. Mitt., **29**: 13 – 43; Osnabrück.
- KLEY, J. (2013): Saxonische Tektonik im 21. Jahrhundert. – Z. dt. Ges. Geowiss., **164**: 295 – 311; Stuttgart.
- KLEY, J.; VOIGT, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa. Iberia-Europe convergence, not Alpinian collision. – *Geology*, **36** (11): 839 – 842; Boulder/Col.
- LOTZE, F. (1931): Das Falkenhagener Störungssystem. – Göttinger Beiträge zur saxonischen Tektonik, III. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **128**: 38 – 128; Berlin.
- LOTZE, F. (1953): Die Tektonik der Oberkreidezone bei Lengerich. – Geotekt. Forsch., **9/10**: 18 – 50; Stuttgart.
- MCCLAY, K.; BONORA, M. (2001): Analog models of restraining stepovers in strike-slip fault systems. – Am. Assoc. Pet. Geol., Bull. **85** (2): 233 – 260, 23 Abb.; Tulsa/Okla.
- MESTWERDT, A.; BURRE, O. (1981): Erläuterungen zu Blatt 3917 Bielefeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3917**, 2. Aufl.: 51 S.; Krefeld.
- MILLER, D. (1998): Distributed shear, rotation, and partitioned strain along the San Andreas fault, central California. – *Geology*, **26**: 867 – 870; Boulder/Col.
- MOODY, J. D.; HILL, M. J. (1956): Wrench-fault tectonics. – Geol. Soc. Amer. Bull., **67** (9): 1207 – 1246; Boulder/Col.
- MURAWSKI, H. (1964): Die Nord-Süd-Zone der Eifel und ihre nördliche Fortsetzung. – Publ. Serv. Geol. Luxembourg, **14**: 285 – 308, 6 Abb., 1 Taf.; Luxembourg.
- NIEDER, R. (1933): Das Osningprofil. Geologische Untersuchungen im Teutoburger Walde bei Örlinghausen. – N. Jb. Mineral., Geol. u. Paläont., Beil.-Bd., **71**: 206 – 239; Stuttgart.
- OCCOLON, M. S. (2006): Terrane map of Europe. – Gaea Heidelbergensis, **15**; Heidelberg.
- ODONNE, F.; VIALON, P. (1983): Analogue models of folds above a wrench fault. – *Tectonophysics*, **99**: 31 – 46; Amsterdam.
- REUTHER, C.-D. (2012): Grundlagen der Tektonik: Kräften und Spannungen der Erde auf der Spur: X + 274 S., zahlr. Abb.; Berlin u. a. (Springer-Spektrum).
- ROHDE, P. (1963): Das Störungsfeld der Pyrmonter Achse im Nord-Teil des Lippischen Berglandes. – Diss. Westf. Wilhelms- Univ. Münster: 134 S., 107 Abb., 1 Taf.; Münster/Westf. – [unveröff.]
- ROSENFELD, U. (1963): Bau und Entwicklung einer Überschiebungszone bei Lengerich (Westf.). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **117**: 315 – 339; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osningtektonik. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **166**: 34 – 49; Stuttgart.
- SAINTOT, A.; KOZAKOVSKI, A.; PASCAL, CHR. (2013): Paleostress analysis of the Osning-Thrust, Germany. – *Geophys. Res. Abstr.*, Vol. **15**, EGU 2013-13744, 2013.
- SCHOLZ, C. H. (1988): The brittle-plastic transition and the depth of seismic faulting. – *Geol. Rdsch.*, **77**: 319 – 328; Stuttgart.
- SCHOLZ, C. H. (1990): The mechanics of earthquakes and faulting. – Cambridge Univ. Press: 439 S.; Cambridge.
- SCHULTKA, S. (1991): Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren. – *Geol. u. Paläont. Westf.*, **17**: 43 – 69; Münster/Westf.
- SCHUSTER, A. (1971): II. Das Bramscher Massiv. Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. – *Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf.*, **18**: 293 – 352, 6 Abb.; Krefeld.
- SCHWARZ, U.; KILFITT, F.-W. (2008): Confluence and intersection of interacting conjugate faults: a new concept based on analogue experiments. – *J. struct. Geol.*, **30**: 1126 – 1137; Amsterdam.
- SIPPEL, J. (2009): The Paleostress History of the Central European Basin System. – Sci. techn. rep. STR09/06, GFZ Potsdam: 149 S.; Potsdam.
- SKUPIN, K. (1996): Allochthone Oberkreide-Vorkommen (Herpolithe) am Nord- und Ostrand der Senne zwischen Brackwede, Augustdorf und Schlangen. – *Ber. naturwiss. Verein Bielefeld Umgegend*, **37**: 261 – 288, 5 Abb.; Bielefeld.

- SPRINGHORN, R. (1995): Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald. Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen. – Geol. u. Paläont. Westf., **41**: 69 – 81; Münster/Westf.
- STADLER, G. (1971): Die Vererzung im Bereich des Brahmischer Massivs und seiner Umgebung. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 439 – 500; Krefeld.
- STILLE, H. (1910): Mechanismus der Osning-Faltung. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **31**: 357 – 382; Berlin.
- STILLE, H. (1924): Die Osning-Überschiebung. – Abh. kgl. preuß. geol. L.-Anst., N. F., **95**: 32 – 56; Berlin.
- SYLVESTER, A. G. [Hrsg.] (1984): Wrench fault tectonics. – Amer. Assoc. Pet. Geol., Repr. Ser., **28**: 374 S.; Tulsa/Okla.
- SYLVESTER, A. G. (1988): Strike-slip faults. – Geol. Soc. Amer. Bull., **100**: 1666 – 1703; Boulder/Col.
- TSCHALENKO, J. S. (1970): Similarities between shear zones of different magnitude. – Geol. Soc. Amer. Bull., **81**: 1625 – 1640; Boulder/Col.
- TEICHMÜLLER, M.; JUCH, D. (1978): Kohlenpetrologische Methoden bei der Untersuchung eines Gas- und Kohlenausbruchs. – Glückauf-Forsch.-H., **39** (19): 21 – 31; Essen.
- TONGEREN, P. C. H. VAN (1996): The Gronau fault zone: its tectonic setting and relation to the formation of the Ems graben and to Carboniferous sedimentation in Twente (the Netherlands). – In: TONGEREN, P. C. H. VAN; WONG, TH. E. [Hrsg.]: The „de Lutte“ project. A multidisciplinary study of the Late Carboniferous in East Twente, the Netherlands. – Meded. Rijks Geol. Dienst, **55**: 107 – 145; Haarlem.
- VOIGT, E. (1962): Frühdiagenetische Deformation der turonen Plänerkalke bei Halle/Westfalen als Folge einer Großgleitung unter besonderer Berücksichtigung des Phakoid-Problems. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **31**: 146 – 275; Hamburg.
- VOIGT, T.; REICHERTER, K.; EYNATTEN, H. VON; LITCKE, R.; VOIGT, S.; KLEY, J. (2008): Sedimentation during basin inversion. – In: LITCKE, R.; BAYER, U.; GAJEWSKI, D.; NELSKAMP, S. [Hrsg.]: Dynamics of complex sedimentary basins. – The Central European Basin System: 211 – 228; Berlin, Heidelberg (Springer).
- WALTER, R. (1995), mit Beitr. von GIESE, P.; WALTHER, H. W.; DILL, H. G.: Geologie von Mitteleuropa, 6. Aufl. – IX + 566 S.; Stuttgart (Schweizerbart).
- WILCOX, R. E.; HARDING, T. P.; SEELY, D. R. (1973): Basic wrench tectonics. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., **57**: 74 – 96; Tulsa/Okla.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114; Hannover.
- WOODCOCK, N. H.; FISCHER, M. (1986): Strike-slip duplexes. – J. Struct. Geol., **8**: 725 – 735, 12 Abb.; Oxford.
- WREDE, V. (2010): Zur Zeitlichkeit postvariscischer Tektonik im südwestlichen Teil des Münsterschen Kreidebeckens. – In: KRONSBELN, S.; RÖHLING, H.-G.; SCHRAM, J.; WOLF, R.; WOHNLICH, S. [Hrsg.]: Beiträge zur Geologie und Archäologie des Niederrheins. – In: Schr.-R. dt. Ges. Geowiss., **73**: 183 – 189; Hannover, Krefeld. – [zugl. in Natur am Niederrhein, (N. F.) **25** (1/2)]
- WULFF, L.; KAPLAN, U.; MUTTERLOSE, J. (2008): Zur spätkretazischen Hebungsgeschichte des Raumes Halle (Westfalen): die Biostratigraphie der Rutschmassen des Hesseltals. – Geol. u. Paläont. Westf., **89**: 5 – 19, 11 Abb.; Münster/Westf.
- WÜSTEFELD, P.; HILSE, U.; LÜDERS, V.; WEMMER, K.; KOEHRER, B.; HILGERS, C. (2017a): Kilometer-scale fault-related thermal anomalies in tight gas sandstones. – Marine and Petroleum Geology, **86**: 288 – 303; Amsterdam.
- WÜSTEFELD, P.; HILSE, U.; KOEHRER, B.; ADELMANN, D.; HILGERS, C. (2017b): Critical evolution of an Upper Carboniferous tight gas sandstone reservoir analog: Diagenesis and petrophysical aspects. – Marine and Petroleum Geology, **86**: 689 – 710; Amsterdam.