

Geologischer Bau und Genese der Stauchendmoräne Muskauer Faltenbogen

MANFRED KUPETZ

1. Einleitung

Der Muskauer Faltenbogen ist eine der morphologisch schönsten und von der Tiefenreichweite der Deformation her bedeutendsten norddeutschen „Stauchendmoränen“ (Abb 1). Ohne daß Untersuchungen in seinem Gebiet Diskussionen ausgelöst oder der Entwicklung der Inlandeistheorie Impulse vermittelt haben, gilt er in der geologischen Fachliteratur seit dem ersten Jahrzehnt dieses Jahrhunderts als eines der wesentlichen Beispiele glazitektonischer Deformationen. In dieser Zeit schlossen sich zahlreiche Bearbeiter von Gebieten mit großräumigen Lagerungsstörungen in quartären und tertiären Sedimenten, bei denen sich die Deformationen in der Fläche über mehrere km² und in der Tiefe bis über 150 m erstreckt, der glazigenen Deutung an. Zu ihnen gehören PRIEMEL (1907) für den Muskauer Faltenbogen, RUSSWURM (1909) für die Drebkauer Flözfaltenzone (Brandenburg), MEYER (1912) für das Gebiet um Straach nördlich von Wittenberg (Sachsen-Anhalt) und SCHMIERER (1913) für den Raum Leitzkau (Sachsen-Anhalt).

In einem Bericht über die geologischen Aufnahmen in Sachsen und Brandenburg in den Jahren 1903 und 1904 schreibt KEILHACK unter anderem über den Faltenbogen: „Am allermerkwürdigsten aber ist das bereits erwähnte halbkreisförmige Stück der Endmoräne, welches von Groß Kötzig über Weißwasser und Muskau nach Triebel verläuft. Das nach Norden geöffnete Moränenamphitheater besitzt eine Radius von etwa 10 km ... Das geologische Bild dieser Endmoräne im Spezialkartenmaßstab muß eines der merkwürdigsten werden, die im norddeutschen Flachlande jemals zur Darstellung gelangen werden“ (KEILHACK 1907, S. 677–678). Eine Zusammenfassung über die Entwicklung des geologischen Kenntnisstandes sowie eine aktuelle Wertung als Geotop gibt KUPETZ (1996).

Im folgenden wird versucht, die Vorstellungen über den Bau und die Genese des Muskauer Faltenbogens zusammenzufassen, die der Autor in seinen mit Unterbrechungen seit 1985 durchgeführten Untersuchungen entwickelt hat. Arbeitsmethodische Schwerpunkte waren

- die Erarbeitung eines stratigraphischen bzw. lithologischen Normalprofils insbesondere unter Verwendung bohrlochgeophysikalischer Messungen (BLM),

- die Bearbeitung geologischer Schnitte, u. a. auch durch Auswertung nahseismischer Profile,
- die geomorphologische Kartierung im Gelände sowie nach Luft- und Satellitenbildern,
- Erstellung der Horizontkarten Tertiär einschließlich einer Karte der Prätertiäroberfläche und einer Strukturkarte der Glazialtektonik (KUPETZ et al. 1985, 1988).

Ziel war es, die Deformationsstrukturen möglichst genau zu erfassen und darzustellen, um daraus Aussagen und Interpretationen zur Genese abzuleiten.

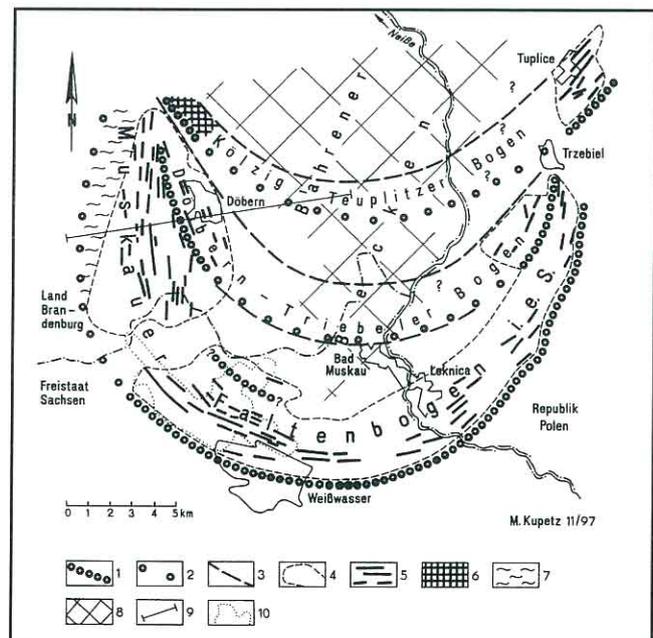


Abb. 1

Strukturelle Übersichtskarte des Muskauer Faltenbogens
 1 – Außenrand des Muskauer Faltenbogens bzw. der Teilbögen;
 2 – ergänzte Außenränder, morphologisch nicht wirksam oder erodiert; 3 – ergänzte Innenränder der Teilbögen; 4 – geomorphologisch wirksame Bereiche des Faltenbogens; 5 – fotogeologisch markante Strukturlinien; 6 – nur als Tiefenstruktur bekannte glazitektonische Großdeformationen; 7 – durch die Bohsdorfer Rinne erodierter Bereich des Faltenbogens; 8 – Bahrener Becken, postdeformativ angelegt; Fortsetzung in Polen nicht bekannt; 9 – Spur des geologischen Schnittes in Abb. 11; 10 – Bildausschnitt der Abb. 7

2.2. Tertiär

Das Normalprofil der tertiären Schichten ist in Abb. 2 wiedergegeben. Es wurde nach Bohrprofilen, insbesondere aber Sequenzen aus BLM-Kurven im Störungsgebiet und dem Vergleich mit ungestörten Bohrungen im westlichen und südlichen Faltenbogensvorland erstellt. Es kann hinsichtlich der Schichtenfolge und -mächtigkeit als repräsentativ gelten. Dabei wurde die lithostratigraphische Gliederung von ALEXOWSKY, STANDKE & SUHR (1989) auf die lokalen Verhältnisse des Gebietes im ehemals ungestörten Faltenbogen angewandt.

Bruchtektonische Aktivitäten sind mehrfach belegt bzw. wahrscheinlich gemacht worden. Untermiozänes Alter hat die synsedimentäre Einsenkung des Grabens von Weißwasser, repräsentiert durch starke Mächtigkeitsanschwellung der Spremberger Folge. Auf postmittelmiozäne oder jüngere Bewegungen (eventuell Pliozän), ebenfalls in diesem Graben, weist die Erhaltung der Schichten von Weißwasser hin.

Miozänen Alters sind möglicherweise auch Reliefausgestaltungen über den Salzstrukturen.

2.3. Quartär

Der morphologisch erhaben vortretende Faltenbogen ist über weite Flächen frei von quartären Ablagerungen. Das aufgestauchte Tertiär steht hier direkt an der Erdoberfläche an und ist mit quartären Geröllen, oftmals Windkantern, bestreut. Sie dürften die Relikte einer ehemals vorhandenen Grundmoräne des Warthe-Stadiums sein. Vereinzelt treten auch Findlinge in der Größe von 1–2 m Durchmesser auf, die an verschiedenen Orten als Naturdenkmale geschützt sind. Die warthestadiale Grundmoräne selbst ist in stark sandig-kiesigen Resten nördlich von Bohsdorf und zwischen Gablenz und Bad Muskau auskartiert worden (HELLWIG & SCHUBERT 1979; dort als gSIII). Hierzu könnten auch die als „Geschiebepackung“ beschriebenen steinigen Kiese zwischen Reuthen und Wolfshain gehören (Geologische Spezialkarte Blatt Weißwasser).

Große Flächen, besonders im Norden sowie am Innen- und Außenrand des Faltenbogens, weisen fluviatile und glazifluviatile Kiese, Sande und Schluffe auf. In charakteristischer Ausbildung sind es gelbliche, gelbbraune, auch graue, schlecht sortierte Kiese und Sande. Örtlich sind sie durch temporäre Kiesentnahmestellen aufgeschlossen. Typisch ist das Vorhandensein von Feuersteinen und nordischem Kristallin im Geröllbestand. Die größte Mächtigkeit dieser Bildungen wird vom Hohen Berg bei Döbern mit 80 m beschrieben (CRAMER u. a. 1928). Ein sehr interessanter Aufschluß der quartären Sande und Kiese war die Kiesgrube am Horlitz-Berg bei Reuthen. HELLWIG (1975) ordnete nach Auswertung des Geröllbestandes einen ca. 10 m mächtigen Profilabschnitt dieser Lokalität mit Vorbehalt dem „Tranitzer Fluvialit“ zu (anaglaziale Bildungen mit Feldspäten aus dem Isergebirge, das heißt, Zuordnung zum Flußsystem der Neiße). Bemerkenswert ist außerdem, daß am Horlitz-Berg die pleistozäne Schich-

tenfolge glazialtektonisch bis mindestens 15 m unter Rasenoberkante gestört war: Einfallen 30–40° nach Norden (eigene Beobachtung 1985). In einigen geologischen Schnitten aus dem Altbergbau gibt es Angaben, daß unter bzw. vor den Schuppenstrukturen pleistozäne Kiese und Sande in den Deformationsprozeß einbezogen waren. Für die Altersbestimmung der Verschuppung sind diese Aussagen jedoch nicht verwertbar.

Der Südrand des Faltenbogens ist durch einen Kranz von warthezeitlichen Sandern gekennzeichnet.

Im Bereich des Neißedurchbruchs durch den Faltenbogen bei Bad Muskau sind weichselzeitliche fluviatile Kiese und Sande in Form der Niederterrassen der Neiße erhalten geblieben (HELLWIG & SCHUBERT 1979).

Als periglaziale Bildungen sind insbesondere Dünenbildungen kleineren Ausmaßes am Südrand des Faltenbogens zu nennen (z. B. Umgebung des Braunsteiches bei Weißwasser).

Im Holozän entwickelten sich neben deluvialen und fluviatilen Sedimenten (Sand, Schluff, Auenlehm) örtlich Moore (meist Flachmoortorfe, selten Zwischen- und Hochmoortorfe) und anmoorige Bildungen in Giesern sowie Raseneisenerze.

Im Hinterland des Muskauer Faltenbogens (Bahrener Becken) und im Graben von Weißwasser wurden postmiozäne bruchtektonische Bewegungen durch die Braunkohlen erkundung nachgewiesen (KUPETZ et al. 1989). KRENTZ (1995) hat bei der Bearbeitung eines digitalen Höhenmodells diese Störungen nordöstlich von Döbern im Faltenbogen selbst und im Nordostteil des Bahrener Beckens oberflächenmorphologisch erkannt. Da pleistozäne Sedimente diese Störungen nachzeichnen, sind quartäre Bewegungen anzunehmen. Die Versatzhöhen der Störungen sind im Verhältnis zu den glazitektonischen Schichtverstellungen sehr gering.

Wertend kann festgestellt werden, daß der Kenntnisstand zum Quartär nicht mehr zeitgemäß ist und die oben getroffenen Aussagen eher als Abriß denn als inhaltliche Zusammenfassung betrachtet werden sollten.

3. Struktureller Bau

3.1. Geomorphologie

Bezogen auf die glazitektonische (Tiefen-)Struktur umfaßt der Faltenbogen auf deutscher Seite eine Fläche von ca. 170 km². Infolge fehlender tiefenstruktureller Abgrenzung kann der polnische Anteil nur grob auf rund 70–80 km² geschätzt werden. Daraus ergibt sich eine Gesamtfläche von etwa 250 km².

Oberflächenmorphologisch wird davon nur etwa die Hälfte der Fläche als Stauchendmoränenwall wirksam. Abgesehen von einzelnen Bergkuppen bildet er nur einen schwachen Rücken, der sein Vorland um kaum mehr als 10...30 m überragt. Die Geländehöhen liegen durchschnittlich bei 150 m NN. Im Hinterland fallen sie zunächst auf 140–130 m und dann ganz allmählich weiter ab. Im Baruther Urstromtal (Norden) erreichen sie ein Niveau von

60–70 m. Das südliche Faltenbogensvorland wird durch einen Kranz von Sandern mit 125–130 m NN gebildet.

Die Stauchendmoräne selbst besteht aus einem zungenförmig gescharten Bündel von langen schmalen Senken, den Giesern, und wassergefüllten Tagebaurestlöchern sowie ebenfalls teilweise wassergefüllten linienhaften Tiefbruchgebieten.

Die Gieser sind das den Faltenbogen beherrschende geomorphologische Element und verleihen ihm durch ihre Parallelität eine faszinierende Regelmäßigkeit. Besonders gut kommt sie in Luft- (KUPETZ 1995, Abb. 2) und Satellitenbildern (Brandenburgischen Geowiss. Beitr. 1/1996, Titelbild) zum Ausdruck.

Gieser bilden sich durch Einsenkung infolge langsamer Oxydation über aufgerichteten bzw. steilstehenden Kohleflözen in den Schichten mit luftgefülltem Porenraum zwischen der Erdoberfläche und dem Grundwasserspiegel (ausführliche Erläuterungen bei PONONIE 1930 und KUPETZ 1996). Da dieser Prozeß andauert, bilden sich die Gieser ständig weiter und verleihen der „altglazialen“ Landschaft ein „jugendliches“ Aussehen. Bei hohen Grundwasserständen kann dieser Oxydationsprozeß nicht ablaufen, so daß nicht zwangsläufig über jedem aufgerichteten Kohleflöz auch ein Gieser entwickelt sein muß. Charakteristisch für Gieser sind Breiten um 30 m und Tiefen von 3–5 m, maximal 20 m.

Geomorphologisch können drei Haupttypen unterschieden werden:

1. *Schuppentyp* (Abb. 3 und 4):

mindestens 1–2 km lange, extrem geradlinig verlaufende Gieser mit gleichbleibender Breite; markantestes Beispiel dafür ist ein Gieser im brandenburgischen Teil des Faltenbogens mit einer Länge von mindestens 4,8 km (Eulenschlucht),

2. *Diapirtyp* (Abb. 5):

Gieser mit unruhigem, gebogenem, abgknicktem und unterbrochenem, selten auch ellipsoidem Umlaufen; die Länge derartiger Gieserstrukturen beträgt meist nur wenige hundert Meter, in der Regel weniger als 1 km,

3. *Flözfaltentyp* (Gieser i.w.S.; Abb. 5):

flächenhafte, vermoorte Einsenkungen mit einer gieserparallelen Längserstreckung; als Beispiel dafür können das ehemalige Drogiske-Luch südöstlich von Bohsdorf (Größe ca. 750 m × 250 m) und das Reuthener Moor (Größe ca. 900 m × 300 m) gelten.

Der Flözfaltentyp ist gleichen genetischen Ursprungs wie die Gieser i.e.S. Allerdings liegt die Einsenkung hier nicht über einem steilaufergerichteten Flöz sondern über einer generellen Flözhochlage infolge einer großräumigen Flözauffaltung. Dabei ist es mehr oder weniger zufällig, daß das Kohleflöz nicht in großer Tiefe sondern unmittelbar unterhalb des rezenten Erosionsniveaus liegt.

Typisch für die Gieser i.e.S. ist die Anreicherung feinsten Abschlammungen an ihrem Grunde und damit verbunden die Ausbildung von Staunässe. Das kann soweit gehen, daß sich a-Horizonte im Boden oder sogar lokale Moore bilden. Auf jeden Fall bildet sich aber eine Vegetation heraus, die sich markant vom Kiefern(mono)bestand der benachbarten, aufgeforsteten Hochflächen unterscheidet. Sie besteht aus Birken, selten anderen Laubbäumen, diversen Sträuchern, Farnen und Riedgräsern (Abb. 3). In abgeholzten Bereichen werden die Gieser in einzigartiger Weise sichtbar, die typische Vegetation aber oftmals auch zerstört (Abb. 4).

3.2. Schuppen, Diapire und Falten

Zum Verständnis der prinzipiellen Lagerungsverhältnisse im Faltenbogen ist es zunächst zweckmäßig, zwischen Großformen und Kleinformen der glazigenen Deformation zu unterscheiden und schwerpunktmäßig die Großformen zu analysieren. Der Begriff Großformen wird dabei im Sinne von VIETE (1960) gebraucht.

Kleinformen, so attraktiv sie im Aufschluß auch sind (z. B. Faltenbilder in den Tschöpelner Braunkohlengruben bei ILLNER 1929, Reprint in KUPETZ 1996), widerspiegeln die Großformen in der Regel nicht.

Die Erkundung der Kohle (etwa 1880 bis 1970) erfolgte traditionell anhand auf Bohrerergebnissen beruhender geologischer Schnitte. Meist lautete das Erkundungsziel „Kohle durchteufen“, so daß die Schnitte nur die geometrische Form des Kohleflözes darstellen, nicht aber die der glazitektonischen Struktur selbst erfassen. Eine Reproduktion eines solchen Schnittes ist auf dem Poster „Muskauer Faltenbogen“ des Landesumweltamtes Brandenburg abgedruckt. Da ca. 900 derartige „Altbergbauschritte“ vorliegen, stellen sie eine wesentliche Kenntnisquelle, insbesondere für die Erarbeitung einer flächendeckenden Strukturkarte dar (KUPETZ, SCHUBERT et al. 1989, Abb. 15).

Auch in guten geologischen Beschreibungen des Faltenbogens gibt es deshalb häufig Abbildungen, die nur die Lage

Tab. 1 Miozäne Flözhorizonte im Muskauer Faltenbogen

Flözname	Mächtigkeit (m) und Horizontbeständigkeit	Entfernung von der Ober- bzw. Unterkante des 2.MFH (m)
OBK Oberbank des 1. MFH	(0) 1–2, ? max.11**	ca. 80–85
UBK Unterbank des 1. MFH	(0) 1–2**	ca. 70–73
Unterbegleiter des 1. MFH	(0) 1–2**, max. 10	ca. 50
OGL Oberbegleiter des 2. MFH	(0) 1–2*	(15–) 20–25 (–30)
2. MFH 2. Miozäner Flözhorizont	(10–) 12 (–15)	–
UGL Unterbegleiter des 2. MFH	(0) 1–2*	ca. 1–3



Abb. 3

Gerade verlaufender Gieser (Schuppentyp) mit charakteristischer Vegetation ca. 1 km östlich Reuthen im Bereich der Grube Anna (Foto 30.03.1997)

und Form des Kohleflözes sowie die Erdoberfläche zeigen (CRAMER u. a. 1928, S. 33; HERBST 1953, VIETE 1964, Bilder 1 und 2; OLSZEWSKI 1978, DYJOR & CHLEBOWSKI 1973, Abb. 3; u. a.).

Man muß sich bei der Bewertung dieser Schnitte immer bewußt sein, daß sie nur einen zufälligen „Leithorizont“ innerhalb einer Struktur, nicht aber die Struktur selbst repräsentierten. Deshalb sind die wenigen geologischen

Profile mit tieferreichenden Bohrungen, insbesondere den Bohrungen des Erkundungsprogramms OLAZ, sowie die nahseismischen Messungen von besonderem Wert.

Gegenstand des Bergbaus war im Faltenbogen im wesentlichen der 2. Miozäne Flözhorizont (2. MFH). Mit einer aushaltenden, fast konstanten Mächtigkeit von (10 –) 12 (– 15) m stellt er einen idealen, fast unter allen Bedingungen erkennbaren Leithorizont dar.



Abb. 4

Überpflügter Gieser (Schuppentyp) in natürlicher Morphologie ca. 1,5 km östlich Reuthen im Bereich der Grube Anna (Foto 09.12.1986)

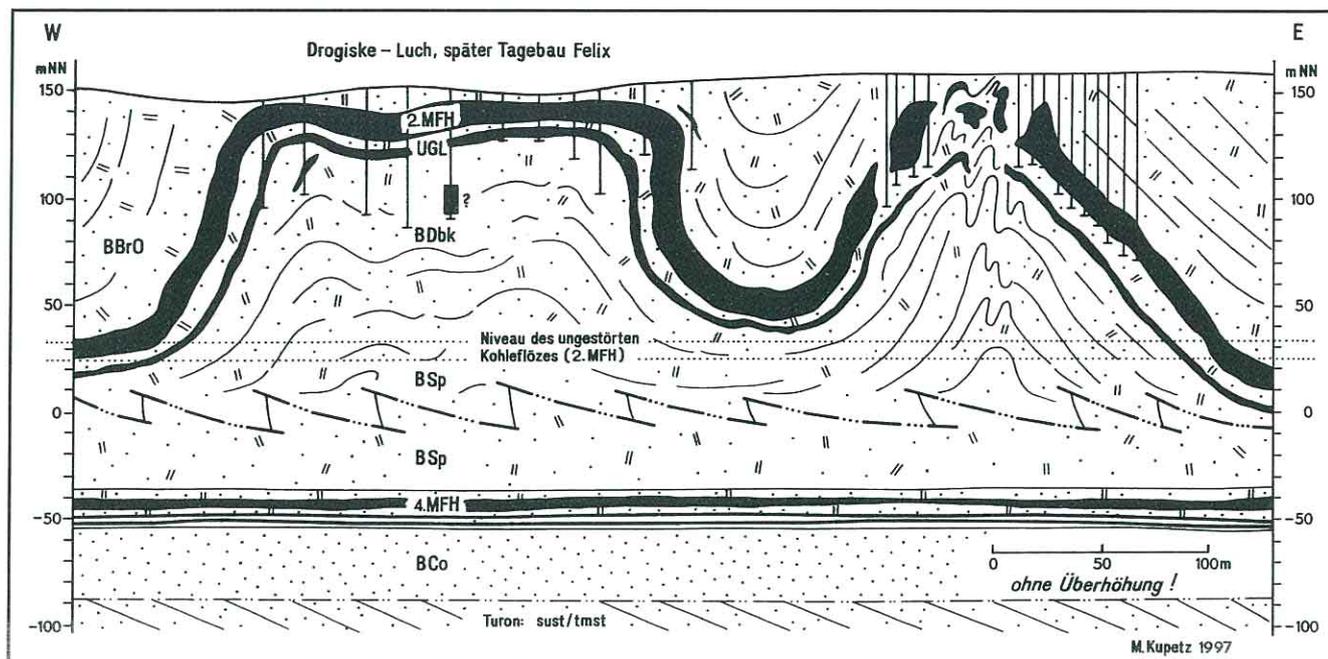


Abb. 5

Großdimensionale Biegefließfaltung und Diapirismus im Muskauer Faltenbogen. Geologischer Schnitt im Bereich der Grube Felix bei Bohsdorf.

Darüber hinaus gibt es weitere Kohleflöze, die mit wechselnder Zuverlässigkeit zur Strukturerkennung herangezogen werden können. Die einschränkenden Kriterien sind dabei immer die nicht durchgehende Horizontbeständigkeit (*) und das teilweise nur sporadische Auftreten (**) und/oder schwankende primäre Mächtigkeiten (Tab. 1).

An Großformen der glazitektonischen Deformation existieren im Faltenbogen:

1. Schuppen,
2. Diapire und
3. Biegefließfalten in der 100–300-m-Dimension.

Aufgrund des unterschiedlichen Interesses der Bergbautreibenden an den verschiedenen Deformationsformen sind die einzelnen Elemente in unterschiedlich starkem Grad erkundet worden. Lange vor der Jahrhundertwende wurde, wohl wegen der Schwierigkeiten bei der Wasserhaltung in Tagebauen, oberflächennaher Tiefbau im kleinsten Maßstab betrieben. Es hat den Anschein, als wären damals möglichst steilstehende Flöze, in denen man senkrecht bauen konnte, bevorzugtes Ziel des Abbaus gewesen. Bebaut wurden wohl vor allem die steilen Flanken von Diapirstrukturen. Die Überlieferung geologisch verwertbarer Unterlagen dazu ist äußerst spärlich. Gegen Ende des 19. Jahrhunderts wurde unter verbesserten technischen Möglichkeiten Tiefbau bis teilweise 100 m betrieben, wobei jetzt möglichst langaushaltende mittelsteil bis steileinfallende Schuppenstrukturen stufenweise in die Tiefe abgebaut wurden. Diapirstrukturen wurden dabei nur dann bekannt, wenn sie Schuppenstrukturen räumlich unmittelbar benachbart waren oder in solche übergingen (z. B. in der Grube Conrad). In den zwanziger Jahren beginnend (z. B. in der Grube Julius), im großen Maßstab aber nach

dem zweiten Weltkrieg, wurden größere Tagebaue betrieben. Hierfür eigneten sich flach einfallende Schuppen (z. B. Mulde D der Trebendorfer Felder im BKW Frieden) und hochliegende (gefaltete) Flözbereiche (z. B. Grube Felix – Felixsee –) besonders. Bedingt durch die Erkundung nach abbautechnischen Gesichtspunkten ausgewählter Strukturen sind Schuppen die am häufigsten erkundeten und am besten bekannten Strukturelemente. Es kann deshalb leicht der Eindruck entstehen, der Faltenbogen sei eher ein „Schuppen“- als ein „Falten“-bogen.

Die *Schuppenstrukturen* (Abb. 6) haben (quer zum Streichen) eine Länge von 100–250 m, im Extremfall 50–800 m, und eine bis zu drei oder mehr Kilometer lange, streichende Erstreckung. Sie fallen mit 10° bis 80° ein, wobei sich mit steigendem Einfallwinkel die Schuppenlänge verkürzt. Morphologisch besteht eine ideale Schuppe im Faltenbogen aus drei Abschnitten:

- A: einem kurzen, nach oben abgeknickten und abgescher-ten unteren (eisrandnahen) Ende,
- B: einem langen, leicht konkav gebogenen, seltener schwach gewellten Mittelteil,
- C: oft einem leicht konvex gebogenen (eisrandfernen) Ende.

Die Schuppen sind meist nicht interndeformiert. Ihre Basis ist nach Schichtenverzeichnissen neuerer Bohrungen und Bohrlochmeßkurven in der Mehrzahl der Fälle eine scharf begrenzte Fläche bzw. nur wenige dm mächtige Zone gepreßter Sedimente mit Harnischen. Über bzw. unter diesem Abscherhorizont liegen in der Regel intakte, in sich nicht gestörte Profilabschnitte. Die Scherfläche selbst hat eine listrische Form. Sie schneidet die höheren Profilabschnitte unter mittleren Winkeln und legt sich nach

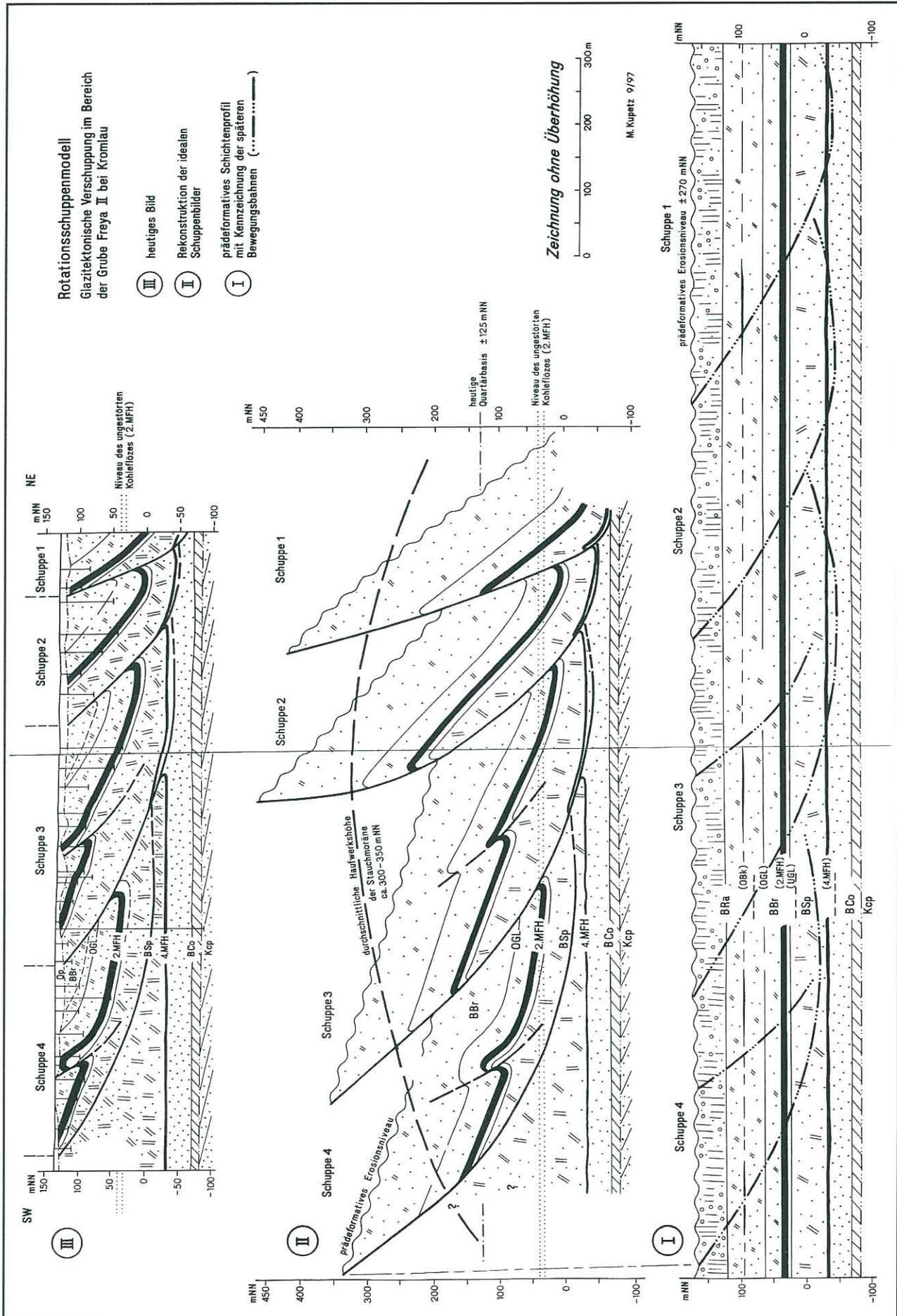
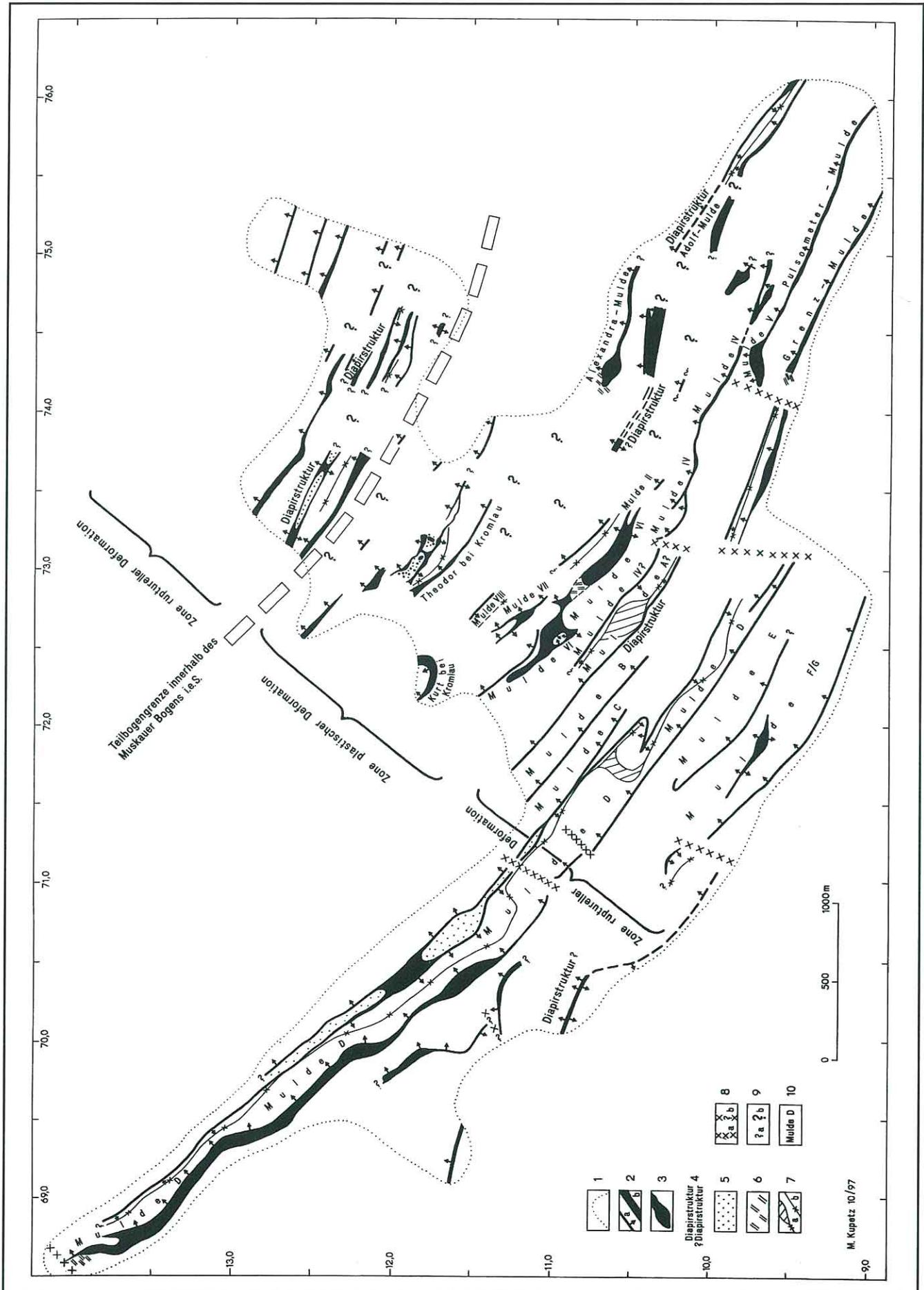


Abb. 6 Modell der glazitektonischen Verschiebung (Rotationsschuppen) im Muskauer Faltenbogen. Geologischer Schnitt im Bereich der Grube Freya II bei Kromlau.



M. Kupetz 10/97

unten immer stärker der Schichtung an. Daraus resultiert eine keilförmige Schuppengestalt. Eine Gebundenheit der Schuppenwurzel an einen lithologisch prädestinierten Horizont, wie z. B. die Tone der Spremberger Folge konnte nicht beobachtet werden. Es gibt sowohl flacher verlaufende Schuppen als auch solche, die bis in die Sande der Cottbuser Folge reichen.

Ein wichtiges Phänomen der Schuppen ist deren in streichender Richtung zu beobachtende Verzweigung. Auf einer bereits existierenden Schuppe bildet sich eine 30–50 m breite Aufsattelung, die sich zu einer Falte mit gleicher Vergenz wie die Schuppe entwickelt. Diese Falte ist größenordnungsmäßig kleiner als die Schuppe. Bevor es durch fortschreitende Einengung zur Bildung einer liegenden oder überkippten Falte kommt, wird eine Flexur angelegt und es entsteht eine Scherfläche. Der kleine liegende Faltschenkel entwickelt sich zum steilstehenden bis überkippten unteren Teil der neuen liegenden Schuppe (Abschnitt A der obigen Beschreibung). Der hangende Faltschenkel stellt das konvex gebogene, obere Ende der neuen oberen Schuppe dar. Ein sehr anschauliches Beispiel dafür ist mit der Basislinienkonstruktion der sog. Mulden A bis D in den Trebendorfer Feldern gegeben (Abb. 13). Die Schuppen 2 und 3 in Abb. 6 befinden sich gerade im Stadium der Anlage neuer Schuppen.

In der räumlichen Anordnung der Schuppen kann an mehreren gut erkundeten Lokalitäten über etwa 5–6 Schuppen hinweg eine bestimmte Formensequenz beobachtet werden. „Eisrandfern“ liegt eine lange, flach einfallende Schuppe, an die sich in „Richtung auf das Eis“ immer kürzer werdende und steiler einfallende Schuppen anschließen. Abb. 6 zeigt ein Beispiel für eine derartige regelmäßige Abfolge.

Über den Aufbau der *Diapire* (Abb. 5) liegt aus o. g. Gründen nur ein relativ geringer Kenntnisstand vor.

Als *Diapire* werden im Muskauer Faltenbogen Aufwölbungen und Aufbrüche tieferliegender tertiärer Tone,

Schluffe und Sande in bzw. durch ihre Deckschichten bezeichnet. Die Kohle des 2. MFH wird durch die *Diapire* passiv aufgeschleppt, selbst tritt sie nicht *diapir*bildend auf. Es handelt sich hierbei nicht um Formen, deren Genese durch Dichteinversion wie der Salz- oder Kohle*diapirismus*, bedingt ist.

Es handelt sich bei den *Diapiren* um die sog. Schmalsättel am Rande der „Breitmulden“ i. S.v. VIETE (1960). Die *Diapire* sind mehr oder weniger symmetrische, steile bis fast senkrechte Flözaufsattelungen von 50–100 m Breite und einigen hundert Metern Länge. Ihre Streichlinie verläuft faltenbogenparallel, aber sehr viel unruhiger als die von Schuppen. Die Kohleaufsattelungen erreichen Höhen von 80 m und mehr. Im Flankenbereich eines *Diapirs* in der Grube Felix wurde das Flöz in einer scheinbaren Mächtigkeit von 81 m erbohrt. Die Scheitelbereiche der *Diapire* können aufreißen. Dort treten dann irregulär geformte, isolierte Kohlenfetzen auf. Das aufgeschleppte Kohleflöz ist typischerweise in seiner Mächtigkeit reduziert. Es treten auch Mächtigkeitsan- und -abschwellungen auf, so daß auf ein bedeutendes Maß an plastischen Deformationen des gesamten Schichtpaketes in den *Diapiren* geschlossen werden kann. Nomenklatorisch sind diese *Diapire* injektive Falten, bei denen Sedimente des Liegenden (Sande, Schluffe, Tone) in gleichartige Sedimente des Hangenden eindringen und Sedimente geringerer Dichte (Braunkohle) aufschleppen und teilweise sogar durchbrechen. Es sind keine *Diapire*, die in Verbindung mit Dichteinversionen, wie z. B. der Mollisoldiapirismus des mitteldeutschen Raumes (EISSMANN 1978), stehen.

Ein dritter Typ von Großformen der glazitektonischen Deformation sind *Biegefließfalten in der 100 bis 300 m-Dimension*. Sie können dort angenommen werden, wo unruhige, flächenhafte Hochlagen eines Flözes auftreten, aus dem geologischen Kontext geschlossen werden kann, daß der 2. MFH vorliegt, und die Mächtigkeit dieses Flözes scheinbar unmotiviert schwankt. Tatsächlich liegt hier der Sattel eines in sich gefalteten, plastisch deformierten Flözes vor. Derartige Flözhochlagen haben die Längs- und Breitenerstreckung von einigen hundert Metern und sind meist eisrandparallel gestreckt. Als typisches Beispiel dafür kann der Tagebau in der Grube Felix gelten. Aus tektonischer Sicht ist es Zufall, ob dicht unter dem heutigen Erosionsniveau ein bauwürdiges Kohleflöz liegt oder nicht. Deshalb gehören zur Zone der Biegefließfalten auch Bereiche, in denen das Flöz bereits erodiert und nur noch reliktsch erhalten ist (z. B. in der Grube Theodor bei Kromlau in Abb. 7) sowie Bereiche, in denen das Flöz relativ oberflächenfern liegt.

Faltenmorphologisch handelt es sich bei den Biegefließfalten um sehr komplizierte Strukturen: unruhiges Streichen sowie wechselndes Ab- und Auftauchen der Faltenachsen, ein hoher Grad an plastischer Deformation, Übergänge zu disharmonischen Falten, Schichtzerreibungen und Kleinfalten, die das Bild weiter komplizieren.

Im einzelnen wird es insbesondere bei geringem Kenntnisstand schwer sein, *Diapire* und großdimensionale Biegefließfalten voneinander zu trennen.

Abb. 7

Verteilung von Formen der rupturrellen und plastischen Deformation im Kartenbild, Gebiet zwischen Weißwasser, Halbendorf und Kromlau: Gruben Kurt bei Kromlau, Freya II (mit Theodor) und Frieden West („Trebendorfer Felder“), z. T. Philippine bei Weißwasser

1 – Arbeitsbereichsgrenze, 2 – verschupptes Kohleflöz mit Einfallrichtung, a) mit steilem, abgelenktem Ende, b) mit flach ausstreichendem Ende, 3 – oberflächennah liegendes Flöz, Teile von großdimensionalen Biegefließfalten bzw. *Diapiren* mit Einfallrichtung, 4 – *Diapir*struktur, sicher bzw. vermutet, 5 – erodierte Köpfe von Flöz-falten, 6 – Erosionsreste oberflächennaher Flöz-teile, 7 – Achsen tektonischer Flözmulden und flachliegende Muldenböden (Breitmulden i. S.v. VIETE 1960), a) sicher, b) vermutet, 8 – Relaxationsstrukturen (tektonisch ac), a) sicher, b) vermutet, 9 – a) Fortsetzung des Kohleflözes im Streichen, b) Kohleflözverbreitung in der Fläche unbekannt, 10 – bergmännische Namen der „Strukturen“, eigentlich nur des Kohleflözes (2. MFH), nicht der tektonischen Struktur selbst

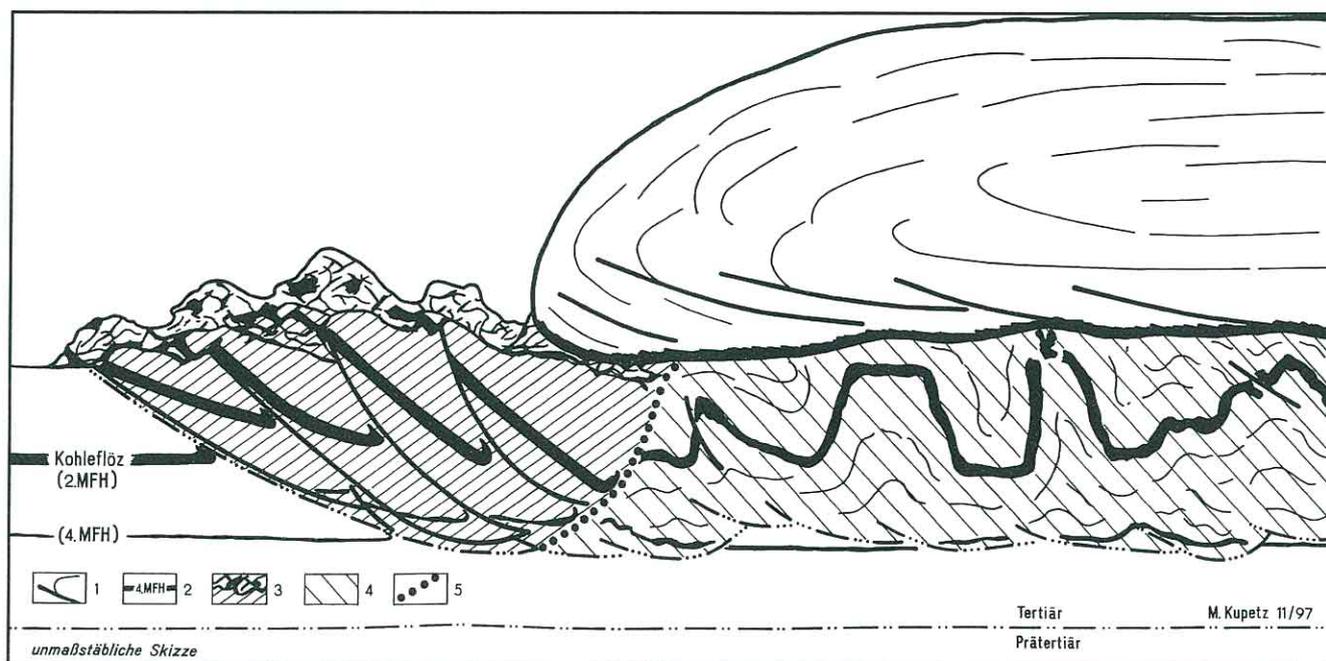


Abb. 8 Schematischer Schnitt zur Faltenbogengeneses. Das Kohleflöz veranschaulicht die verschiedenen Großformen der glazigenen Deformation.

1 – glazitektonische Scherflächen im Gletschereis und der Gletscherunterlage; im Gletschereis verbunden mit Fließlinien des Eises, 2 – ungestörtes Lockergebirge, 3 – Bereich der vorwiegend rupturellen Deformation vor und unter dem Gletscher, 4 – Bereich der vorwiegend plastischen Deformation unter dem Gletscher, 5 – Grenzen zwischen Bereichen der rupturellen und plastischen Deformation

Es ist ferner zu berücksichtigen, daß es auch prinzipiell möglich ist, daß im Faltenbogen fernüberschobene, wurzellose Schollen auftreten. Das Erscheinungsbild hochliegender Biegefließfalten und derartiger Schollen kann stark konvergieren.

Abschließend soll betont werden, daß im einzelnen Übergänge zwischen den Schuppen, Diapiren und großen Biegefließfalten auftreten können und insbesondere bei geringem Kenntnisstand an einer konkreten Struktur die Zuordnung zu einer Form schwierig sein kann.

3.3. Verhältnis von Formen der rupturellen und plastischen Deformation zueinander

Die drei Hauptformen der glazitektonischen Großdeformation (Schuppen, Diapire und großdimensionale Biegefließfalten) zeigen ein bestimmtes Verteilungsmuster. Am besten ist es zur Zeit am Südostende des Faltenbogens im Raum zwischen den Orten Weißwasser, Trebendorf, Halbendorf und Kromlau untersucht (Abb. 7). Die Mulden A bis G in den Trebendorfer Feldern bilden eine regelmäßige Abfolge von Schuppen (siehe Punkt 3.2 und Abb. 6). Im Detail verzweigen sie sich mehrfach, so daß in der Übersicht die Abfolge aus fünf oder (?) sechs Schuppen besteht (F/G - E - D - C - B - (?)A/IV). Nordöstlich schließt sich ein Bereich an, der nach der kartennmäßigen Rekonstruktion des Kohleflöz (2. MFH) dem Typ der großen Biegefließfalten zuzuordnen ist (Mulden (?)A/IV, II, VI, VII, VIII, Alexandra-Mulde; Grube Kurt bei Kromlau, Grube Theodor bei Kromlau). Einige Strukturen könnten auch vom Diapirtyp sein, aber aufgrund des Kenntnisstandes läßt sich das nur schwer entscheiden. Nordöstlich schließt

sich wieder eine regelmäßige Abfolge von Schuppen an, und zwar die Sequenz der Grube Freya II (Abb. 6). Infolge des umfangreichen Kohleabbaus ist die natürliche Morphologie des Biegefließfaltengebietes stark zerstört.

Es läßt sich zusammenfassen, daß auf die etwa 1,5 km breite Schuppenzone eine 1,5–2,0 km breite Zone großer Biegefließfalten und möglicher Diapirstrukturen folgt. Das heißt, eine Zone ruptureller Deformationsformen am Außenrand des Faltenbogens bzw. Teilbogens geht zum Innenrand zu in eine Zone plastischer Deformationen über. Die Abgrenzung zwischen beiden ist unscharf. Es existieren Übergänge zwischen beiden.

Die Strukturskizze aus dem Gebiet der Grube Conrad (Abb. 9) erfaßt detailliert einen Übergangsbereich zwischen überwiegend ruptureller Deformation im Westen und überwiegend plastischer Deformation im Osten. Der gute Erkundungsgrad in der Grube Conrad erlaubt noch einige weitere Aussage:

1. Schuppen und Diapire können im Streichen auseinander hervorgehen, d. h. in diesen Fällen sind sie zeitgleicher Entstehung,
2. es gibt Diapire, die den Schuppen aufgesetzt und damit jünger als diese sind bzw. sich in einem späten Stadium der Verschuppung gebildet haben,
3. steile und schmale, wandartige Diapire können im Streichen in gefaltete Flözhochlagen vom Typ der großen Biegefließfalten übergehen.

3.4. Relaxationsstrukturen

Dehnungsstrukturen senkrecht zum Gefüge der Schuppen, Falten und geschienten Diapire müssen aus tektonischen

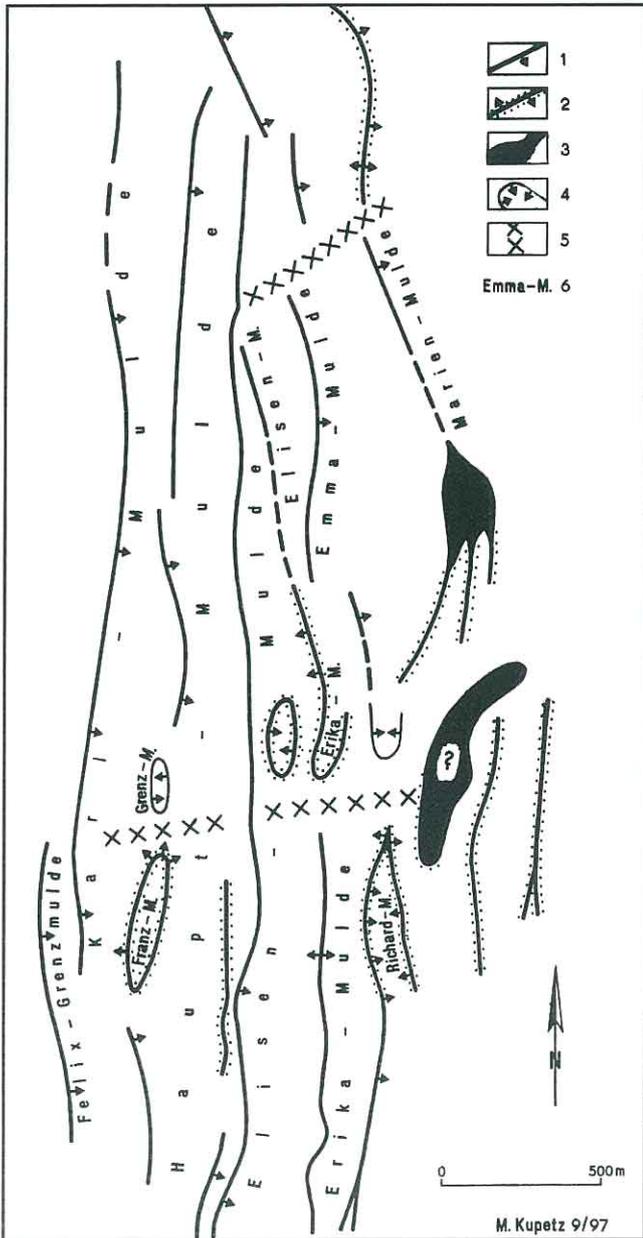
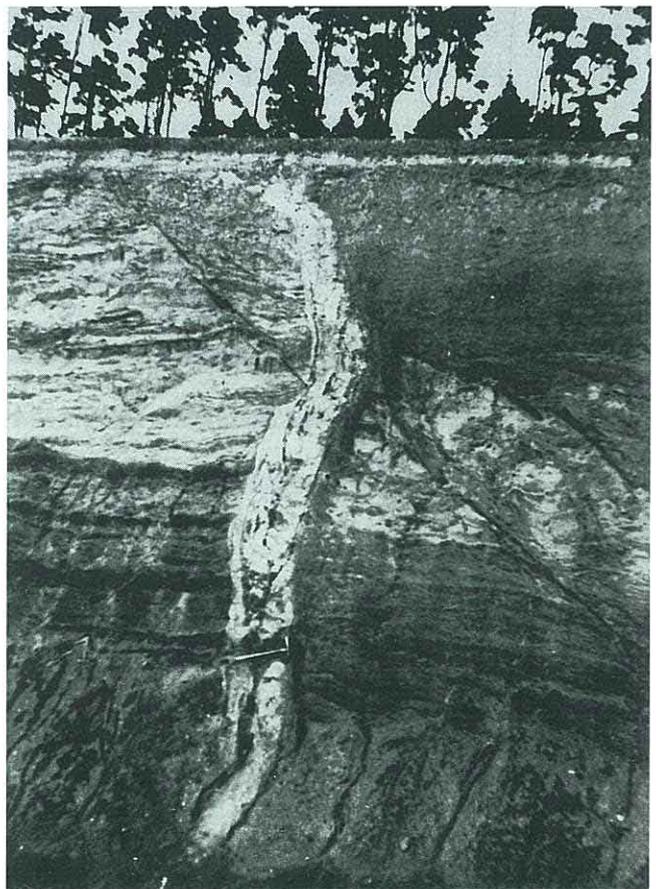


Abb. 9
 Engräumliche Verzahnung von Formen der rupturellen (Schuppen) und plastischen Deformation (Diapire und hochliegende Biegefließfalten) im Muskauer Faltenbogen, abgebildet durch das deformierte Kohleflöz (2. MFH), Bereich der Grube Conrad

1 – verschupptes Kohleflöz (2. MFH), Ausstrich mit Einfallrichtung, 2 – steil bis saiger stehendes Kohleflöz (2. MFH) in Diapirstrukturen, 3 – flächenhafte Flözhochlagen (2. MFH), Sättel von großdimensionalen Biegefließfalten und/oder Topbereiche von Diapirstrukturen, 4 – flache, unlaufende Muldenstrukturen im 1. MFH, ca. 70–85 m über dem 2. MFH liegend, 5 – Relaxationsstrukturen, 6 – bergmännische Namen für geologische „Strukturen“

Mit den Sedimentgängen, die mehr oder weniger senkrecht zum Streichen verlaufen, sind nur untergeordnet seitliche Versätze verbunden (Abb. 9 und 13). Die Gänge haben Längen zwischen wenigen Metern und einigen Dekametern und eine Breite von 0,5–10 m. Ihre Füllung besteht aus den Sanden, Schluffen und Tonen des Nebengesteins (Abb. 10). Unter günstigen Umständen können die Sedimentgänge auch im Gelände beobachtet werden, und zwar, wenn sie durch ein gieserbildendes Kohleflöz verlaufen. Die Gänge bleiben dann als morphologischer Riegel mit 3–5 m Höhe und einer Breite von 10–20 m mit dem Querschnitt einer Glockenkurve stehen. Neben senkrecht zum Gieser verlaufenden Gängen wurden vereinzelt auch Gänge gefunden, die unter ca. 45° einen Gieser durchschneiden.



Gründen auch zum Strukturinventar der glazitektonischen Großformen gehören. Sie werden in Anlehnung an VAN DER WATEREN (1981) als Relaxationsstrukturen bezeichnet (tektonisch ac). In der Größenordnung des Dezi- bis Hektometerbereiches können zwei Formen beobachtet werden:

1. Sedimentgänge, die ein Strukturelement durchschneiden
2. breitere Störungszonen, die mehrere Strukturelemente zerreißen.

Abb. 10
 Sedimentgang im Kohleflöz (2. MFH) der Schuppenstruktur „Mulde A“ in der Grube Frieden West, der ca. 50 cm breite Gang durchschneidet die Sande und Schluffe der Oberen Briesker Folge (BBrO), Reprint HERBST (1953, Abb. 22)

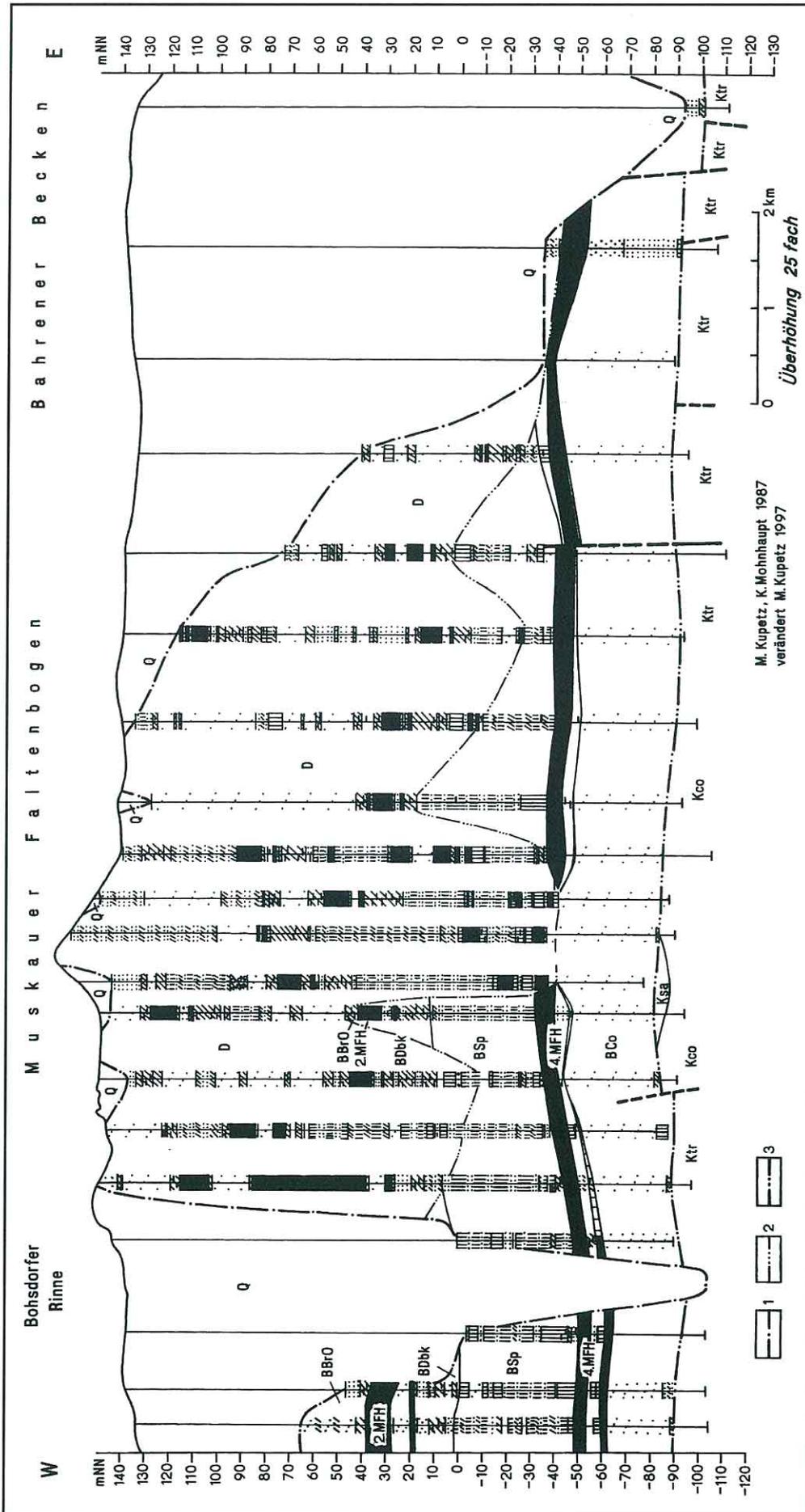


Abb. 11 Tiefenreichweite der glazigenen Deformation im Muskauer Faltenbogen. Geologischer Schnitt durch den Nordwestteil des Faltenbogens. 1 – Basis der quartären Sedimente, 2 – Basis der glazitektonischen Deformation, 3 – Basis der tertiären Sedimente, K_{ir}-K_{sa} – Prätertiär: Oberkreide, BCo-BBrO – ungestörte tertiäre Sedimente, D – deformierte, überwiegend tertiäre Sedimente, Q – quartäre Sedimente

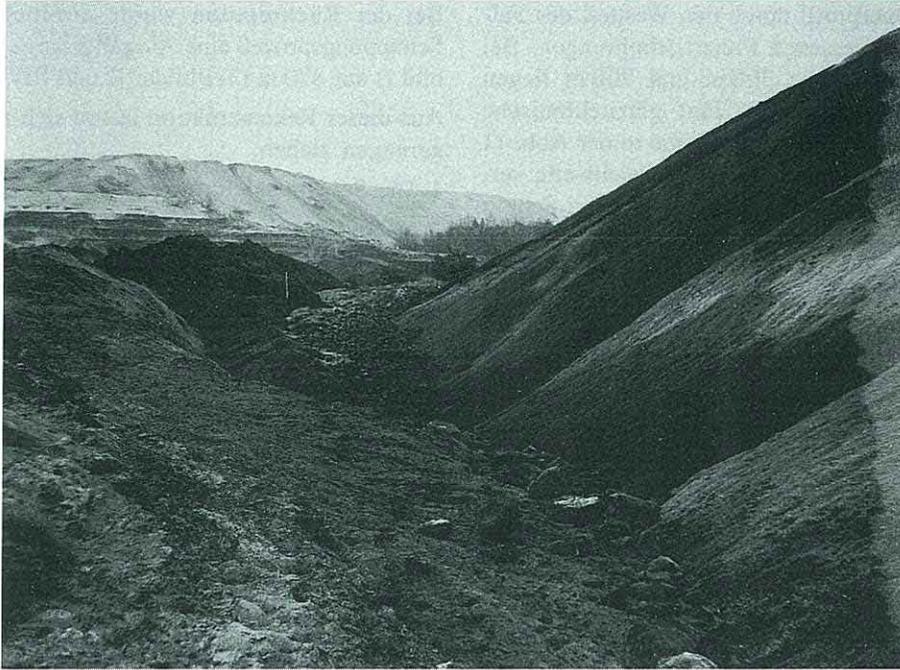


Abb. 12

Sichelförmiger, ca. 6 m hoher Grundbruch ca. 15–20 m vor dem Fuß einer 35 m hohen Tagebaukippe (Zugkuppe) im Tagebau Spreetal NE, Höhe des Maßstabs 3 m (Foto: 10.12.1986).

Bei den alten Bergleuten waren die Sedimentgänge wegen ihrer Wasserführung gefürchtet. Im Falle ihrer Füllung mit Feinsanden konnten sie zu verheerenden Schwimmsand-einbrüchen führen. Die Bergleute haben aus bergbautechnischen Gründen eine Größenunterscheidung zwischen „Verdrückungen“ (wenige Meter lang) und „Störungen“ (mehrere Dekameter lang) vorgenommen. In den rißlichen Unterlagen sind die Sedimentgänge allerdings nicht dokumentiert.

An mehreren Stellen im Faltenbogen durchschneiden *breitere Störungszonen* gleichzeitig mehrere große glazitektonische Strukturelemente (Abb. 9). Diese Störungen haben, soweit bekannt, eine Länge von 200–1 000 m und eine Breite zwischen etwa 10 und 100 m. Horizontale Versätze müssen nicht auftreten, können aber auch 100 m oder mehr betragen. Über den inneren Aufbau der Störungen gibt es keine Beschreibungen. Oberflächenmorphologisch können sie nur noch schwer erkannt werden, weil sie von Alters her als Wege benutzt worden sind und dementsprechend die schwachen morphologischen Indikationen durch Auffüllung, Nivellierung u. ä. Maßnahmen verändert worden sind.

Beispiele für derartige Störungszonen sind die „Seilbahnwege“ der Gruben Conrad und Julius sowie ein Abschnitt der „Salzstraße“ zwischen Reuthen und Friedrichshain.

In die Diskussion über Relaxationsstrukturen muß auch die Deutung der beiden großen morphologischen Elemente Neißedurchbruch und Dübener Depression einbezogen werden. Beide teilen den Faltenbogen in drei nahezu gleichgroße Abschnitte und legen den Gedanken nahe, hier könne der Faltenbogen als ganzes glazitektonisch in

drei „Teilschollen“ zerrissen worden sein. Prinzipiell erscheint dies möglich. Jedoch sprechen die Beobachtungen im Bereich der Dübener Depression, in der im Untergrund das Fortsetzen der Faltenbogenstrukturen erkannt werden konnte, für eine glazifluviale Anlage der Dübener Depression über normal gestauchtem Untergrund.

Beide Strukturen, die Dübener Depression und der Neißedurchbruch, werden (auch aufgrund der erkundeten sandig-feinsandig-schluffigen Sedimentfüllung der Dübener Depression) als Moränentore aufgefaßt; d. h., Schmelzwässer zurückgehenden Eises stauten sich hinter der Stauchendmoräne auf und haben sie durch ihren hydrostatischen Druck durchbrochen. Welchen Alters die Moränentore sind, ist nicht hinreichend untersucht. Möglicherweise erfolgte ihre Anlage bereits elsterzeitlich, ihre oberflächennah zu beobachtende Ausgestaltung aber in jüngerer Zeit (Warthe).

3.5. Tiefenreichweite der glazigenen Deformation

Die Tiefenreichweite der Deformation kann durch Harnische oder Pressungszonen im Lockersediment von Kernbohrungen oder durch einen erfahrenen Interpretator an Bohrlochmeßkurven ermittelt werden. Aus den relativ wenigen Bohrungen mit genügender Tiefe (Braunkohlen-erkundungsbohrungen, die das Prätertiär erreicht haben) wurde überwiegend mit Hilfe der BLM die Tiefenreichweite der Deformation interpretiert und kartenmäßig dargestellt (KUPETZ, SCHUBERT et al. 1989, Abb. 16). Danach liegt die Deformationstiefe im Bereich zwischen –98 m und +60 m NN, das heißt, zwischen ca. 90 m und maximal 236 m unter Geländeniveau. Werte von 200 m und darüber können als repräsentativ gelten. Abb. 11 zeigt ein

25fach überhöhtes Querprofil durch den Westteil des Faltenbogens aus BL-vermessenen Prätertiärbohrungen. Bei Bohrungsabständen zwischen 300 m und 900 m liegen zwischen den Bohrungen ein bis fünf glazitektonische Einzelstrukturen, so daß die Dreipunktlinie in der Abb. 11 nur einen groben Eindruck von der Tiefenreichweite vermitteln kann. Die Überhöhung erlaubt zwar, einen Schnitt durch den gesamten Faltenbogen darzustellen, hat aber auch zu Folge, daß in diesem Profil die Schuppen, Diapire und Falten fast senkrecht wie Orgelpfeifen nebeneinander stehen würden. Unabhängig von dieser methodischen Unzulänglichkeit gibt es z. Z. keine denkbare Profillinie, auf der genügend Kenntnisse vorliegen, um einen einigermaßen sicheren geologischen Schnitt durch die ca. 30 Einzelstrukturen, aus denen sich der Faltenbogen aufbaut, zeichnen zu können.

4. Rekonstruktion der Verschuppung: Rotationschuppen

Bei der Rekonstruktion des Normalprofils für das Tertiär (Abb. 2) fiel auf, daß an verschiedenen Lokalitäten auch Schichten auftreten, die der Raunoer Folge (BRa) zuzuordnen sind. Setzt man die gesamte, in der Regel nur in Teilstücken anzutreffende Schichtenfolge zu einem Normalprofil zusammen und unterlegt durchschnittliche Mächtigkeiten, so läßt sich eine Gesamtmächtigkeit von ca. 270 m ermitteln. Für den mittleren und westlichen Teil des Faltenbogens kann man darüber hinaus eine Höhe der Prätertiäroberfläche von – 80 bis – 100 m NN ansetzen (KUPETZ et al. 1988, Karte des Prätertiärs). Daraus resultiert eine prädeformative Geländehöhe zwischen 170 und 190 m NN. Das heutige Höhenniveau liegt im Faltenbogen, abgesehen von einigen Erhebungen, durchschnittlich zwischen 90 und 130 m NN. Es lag also vor der Deformation etwa 40 bis 100 m höher.

In der Grube Freya II zwischen Kromlau und Halbendorf befindet sich einer der von seiner Aussagesicherheit her am besten dokumentierten geologischen Schnitte mit einer regelmäßigen Schuppenabfolge. Er ist deshalb zur Rekonstruktion des Deformationsgeschehens verwendet worden (Abb. 6). Teilbild III zeigt die rezente Situation. In Teilbild II wurden die Schuppen um die fehlenden Schichtenabschnitte der Oberen Briesker und Raunoer Folge ergänzt. Da die Schuppen aus Stabilitätsgründen niemals derartig ideal aufgeragt haben können, wurde eine vermittelnde Linie der Haufwerkshöhe der in sich zusammengefallenen höheren Teile der Schuppen eingezeichnet. Daraus ergibt sich maximal eine „aufgestauchte Haufwerkshöhe“ von ca. 300–350 m NN, d. h., zur Deformationszeit 110–180 m über Relief. In Teilbild I wurden die Schuppen schließlich auf den Scherflächen in den prädeformativen Zustand zurückrotiert. Daß nach der Rückrotation in die Horizontale der 2. MFH genau in dem NN-Niveau zu liegen kommt, in dem er auch nach der Rekonstruktion des Normalprofils liegen müßte, zeigt die Richtigkeit der Rotationsbewegung im Gegensatz zu einer parallelverschiebenden Verschuppung. Dieser Schuppentyp wird deshalb als *Rotationschuppe* bezeichnet.

Bei der Rückrotation wurde ermittelt, daß durch den Schuppungsprozeß eine Ausgangslänge von 1 720 m (Teilbild I) auf 870 m (Teilbilder II und III) verkürzt wurde.

Aus dieser Rekonstruktion lassen sich mehrere Schlußfolgerungen ziehen:

1. Die Schuppendeformation, wie sie für den Faltenbogen typisch ist, ist eine *parautochthone Schuppenrotation*,
2. sie ist mit einer etwa 50 %igen Schichtenverkürzung verbunden,
3. aus der Schichtenverkürzung kann abgeleitet werden, daß die morphologische Aufstauchung etwa dieselbe Höhe aufweist wie die Tiefenreichweite der Deformation unter der Gletscherbasis,
4. die heutige Erdoberfläche repräsentiert einen tiefen Erosionsanschnitt in etwa halber Höhe der ursprünglichen Stauchungshöhe.

Die aus dem Rotationsschuppenmodell ableitbare etwa 50 %ige Schichtenverkürzung dürfte größenordnungsmäßig auch auf den Bereich der plastischen Deformation übertragbar sein. Obwohl hier keine Möglichkeiten der Einengungsmessung existieren, weist schon die Existenz von flächenhaften Flözhochlagen auf intensive Auf-faltungsprozesse hin (Längung in tektonisch c), denen eine Verkürzung in tektonisch a gegenüberstehen muß (Raumproblem).

Für die genetische Deutung der Schmiedeberger Stauchendmoräne (Sachsen-Anhalt) hat EISSMANN (1994 u. a.) das Modell der injektiven Faltenschuppe entwickelt. Es basiert auf der Beobachtung, daß in Schmiedeberg die Schuppen – Tiefenreichweite bis etwa 100 m unter dem heutigen Gelände – in Sanden schwimmen (Bitterfelder Glimmersande). Der Bildungsprozeß wird zweiphasig beschrieben: 1. eislastinduzierte vergente Faltung durch Sandinjektionen aus dem Liegenden und 2. fortschreitende Sandinjektion bis zur Scheitelzerreißen („Störung“) und Schuppenbildung. Ansatzpunkte für eine derartige Interpretation wurden im Faltenbogen nicht gefunden.

5. Aussagen aus dem Satellitenbild

Alle bisherigen Strukturkartendarstellungen des Muskauer Faltenbogens zielten darauf ab, seine anscheinend lehrbuchhaft vollendete Zungengestalt abzubilden und durch weitere Klärung des internen Aufbaus den Kenntnisstand zu verbessern (VOLLERT 1889 [Reprint in KUPETZ 1996], HEINICKE 1904, KEILHACK 1921, RADTKE 1964, KUPETZ, SCHUBERT u. a. 1989, KUPETZ 1995, u. a.). Lediglich KEILHACK (1927) hat in einer kleinen Skizze ohne Kommentar die auffällige Strukturdiskonformität nordöstlich des Stauchungsgebietes bei Triebel im Verhältnis zum restlichen Faltenbogen abgebildet.

Unabhängig davon haben KUPETZ, SCHUBERT et al. (1989) am Nordwestende des Faltenbogens drei spitzwinklig aufeinander zulaufende „Faltenstränge“ unterschieden.

Die Interpretation des Satellitenbildes zeigt nun, daß die drei Faltenstränge am Nordwestende Pendants am Nordostende haben. Ihre gedankliche Ergänzung führt zur Ableitung dreier Teilbögen:

1. eines *Kölzig-Teuplitzer (Teil-)Bogens* mit ca. 12,5–14,5 km Radius,
2. eines *Döbern-Triebeler (Teil-)Bogens* mit ca. 8,0–10,0 km Radius,
3. eines *Muskauer (Teil-)Faltenbogens* i.e.S. mit ca. 11,0–12,0 km Radius (KUPETZ 1996, Abb. 2).

Wichtig für das Verständnis der Rekonstruktion des Kölzig-Teuplitzer Bogens ist, daß das Nordwestende des Kölziger Faltenstranges aus geologischen Schnitten konstruiert wurde und geomorphologisch, also auch im Satellitenbild, nicht sichtbar ist.

Gut erkennbar im Satellitenbild ist hingegen, daß am nordwestlichen Faltenbogenende die Fotolineationen spitzwinklig auf seinen morphologischen Außenrand zu laufen. An dieser Stelle wird ein Element des Tiefenbaus sichtbar. Wie bereits früher erkannt, schneidet die Bohsdorfer Rinne hier den Faltenbogen an.

Die wesentliche Erkenntnis aus dem Satellitenbild ist, daß der Faltenbogen gar keine so ideale Zungenform mehr aufweist, sondern nur noch Erosionsrest dreier Teilbögen ist. Unter diesem Aspekt wird auch der sinusförmige Verlauf des südöstlichen Innenrandes im geomorphologischen Bild (bei Kromlau) und der markante Einschnitt der Quartärbasis nach Südwesten bei Gablenz (Karte Quartärbasis in KUPETZ, SCHUBERT u. a. 1989) als Erosionskante verständlich.

6. Genetische Interpretation

6.1. Ableitungen aus den Beobachtungen im Muskauer Faltenbogen

Die oben rekonstruierten drei Teilbögen in Verbindung mit der aus dem Rotationsschuppenmodell resultierenden, etwa 50 %igen Schichtenverkürzung erfordern, daß vor der Deformation im Hinterland des Faltenbogens ein intaktes, vollständiges Tertiärprofil existiert hat. Daraus folgt, daß das Bahrener Becken mit seiner angenommenen Zungenbeckenfunktion (RADTKE 1963) zu diesem Zeitpunkt noch nicht vorhanden gewesen sein kann.

Ausgangspunkt der Deformationsereignisse war ein Gletscherlobus, der in relativ ebenem Gelände mit einem Höhenniveau von ca. 170–190 m NN aus dem Haupteis nach S bis SW vorgestoßen ist. Er muß eher die Form einer kurzen Gletscherzunge mit etwa gleicher Länge und Breite (ca. 20 km × 20 km) gehabt haben als die einer Zunge mit wesentlich größerer Länge als Breite. Großräumig hat der Muskauer Gletscher das Bild eines etwa halbkreisförmigen Bogens, der aus der Kalotte des regional etwa W–E bis NW–SE verlaufenden Inlandeises hervorgestoßen ist. Dieser Vorstoß (surge-Ereignis) hat nicht, wie bei einem Gletscher, der in ein Zungenbecken fließt, die Schwerkraft als Bewegungsursache. Das Gletscherfließen muß vielmehr durch die innere Instabilität der Eiskalotte bedingt gewesen sein. Auch paläoklimatisch ist das plausibel. Wie weiter unten ausgeführt, hat der Faltenbogen elster-2-zeitliches Alter und eben für diese Zeit haben WOLF & SCHUBERT (1994) höher temperierte und mobile Eisverhältnisse rekonstruiert.

Anzunehmen ist, daß trotz des offenbar noch nicht existierenden Bahrener Beckens eine geringe morphologische Vorzeichnung des Gletscherweges existierte, möglicherweise in Form eines mehr oder weniger N–S verlaufenden Tales des Neiße-Oder-Systems.

Der zum Stillstand gekommene Gletscher wirkt im wesentlichen durch seine vertikale Lastkomponente deformierend auf seinen Untergrund (van der WATEREN 1981; u. a.). Infolge der einseitigen Belastung treten grundbruchartige Deformationsprozesse auf, die einerseits vor dem Eis, andererseits unter dem Eis zur Bildung glazitektonischer Strukturen führen (Abb. 8).

Dabei finden unter subaerischen Bedingungen, d. h. ohne Auflast des Eises in seinem Vorland, im wesentlichen rupturale Deformationsprozesse statt, die sich in den beschriebenen Rotationsschuppen äußern. Die Zone der ruptuellen Deformation reicht dabei bis in den Randbereich des Gletschers und auf eine gewisse Entfernung noch unter den Gletscher (vgl. ROTNICKI 1976, Abb. 6). Nach einer quantitativen Abschätzung für die konkreten Verhältnisse im Faltenbogen beträgt die horizontale Deformationsreichweite, d. h. die Breite des bruchbeeinflussten Bereiches vor dem Gletscher, etwa 490–720 m (KUPETZ & KESSLER 1997).

Unter den Bedingungen der Eisaufplast treten demgegenüber im wesentlichen plastische Deformationsprozesse auf.

Formen der ruptuellen Deformation (Rotationsschuppen) und plastischen Deformation (Diapire und Biegefließfalten) können konvergieren und/oder unmittelbar benachbart auftreten. Im Bereich des Eisrandes treten Formen der ruptuellen und der plastischen Deformation nebeneinander auf. Teilweise gehen auch Prozesse der Schuppung in Diapirismus über. Ein derartiges Deformationsmodell für rupturale und plastische Deformation ohne bzw. mit Auflast hat KÖSTER (1958) in stark vereinfachten Versuchen simuliert und ROTNICKI (1976) theoretisch begründet. Die im Faltenbogen real angetroffenen Strukturen sehen jedoch anders aus als bei ROTNICKI, und es wurden hier auch ausdrücklich nur die Großformen betrachtet, um zunächst eine generelle Modellvorstellung zu erhalten.

Das Nebeneinander von plastischen und ruptuellen Deformationsbildern im Muskauer Faltenbogen beantwortet auch die Frage nach der Bodengeformnis; es kann keinen tiefreichenden Dauerfrostboden gegeben haben.

Aus der oben abgeleiteten Altersrelation, daß der Faltenbogen älter ist als das Bahrener Becken kann indirekt auch die Frage nach dem Deformationsalter beantwortet werden. Da nach übereinstimmender Meinung der Quartärgeologen das Bahrener Becken mit elsterzeitlichen Beckensedimenten gefüllt ist, muß die Faltenbogen-deformation älter als diese sein. WOLF & SCHUBERT (1994) haben mit ausführlicher regionalgeologischer Begründung das Alter des Faltenbogens und anderer bedeutender glazitektonischer Strukturen der Lausitz und Mitteldeutschlands dem zweiten Elstereisvorstoß zugeordnet. Aus der Einstufung von WOLF & SCHUBERT in Verbindung mit den hier vorgetragenen Argumenten ist der Muskauer

Faltenbogen altersmäßig dem Beginn des zweiten sächsischen Elstereisvorstoßes zu zuzuordnen. Vor diesem Hintergrund ist die Alterseinstufung der Elster 1-Folge einschließlich der dazugehörigen Grundmoräne in der Lithofazieskarte Quartär, Blatt Weißwasser (HELLWIG & SCHUBERT 1979) neu zu überdenken.

Die einzelnen Teilbögen des Faltenbogens haben sich in einem einaktigen, aber mehrphasigen Prozeß von Norden nach Süden gebildet. Dabei liegt die Annahme nahe, daß jeder Teilbogen einer Deformationsphase entspricht. Zumindest im südlichsten Teilbogen können auch zwei Deformationsphasen enthalten sein, so daß gegenwärtig vier Phasen einer einaktigen Deformation wahrscheinlich gemacht werden können. Der jeweils ältere Bogen wurde bei einem neuen Eisvorstoß überfahren, wobei die Eisungen von Norden nach Süden tendenziell schmaler wurden (Abnahme des Radius). Die Mächtigkeit des Muskauer Gletschers haben KUPETZ & KESSLER (1997) mit ca. 430–510 m abgeschätzt.

Das Überfahren des ersten Teilbogens erfolgte soweit, daß zwischen ihm und dem zweiten Teilbogen eine schmale Zone nichtdeformierten Tertiärs am polnischen Innenrand stehen blieb.

In einem späteren, noch elsterzeitlichen Zeitabschnitt wurde schließlich das Zentrum der drei Faltenbögen als Bahrener Becken ausgeräumt und relativ schnell wieder mit Beckensedimenten aufgefüllt. Weitere Oszillationen des zweiten Elstereisvorstoßes nivellierten sein Relief. Fortgesetzt wurde die Verebnung saalezeitlich, wobei die warthestadiale Eisrandlage zufällig oder aus morphologischen Gründen am Südrand des Faltenbogens lag. Die Glättung mehrerer geologischer Schnitte des rezent existierenden Faltenbogens führte zur Abschätzung einer ca. 10–20 %igen Schichtenverkürzung (KUPETZ et al. 1985). Die Glättung der gestauchten Formationen vor der heute vorliegenden, tiefen Erosion ergab eine etwa 50 %ige Schichtenverkürzung. Damit wird sichtbar, warum das wirtschaftlich interessante Kohleflöz im Stauchungsgebiet nicht örtlich verdoppelt vorliegt; es war nicht in bedeutendem Maße überschoben, sondern steil aufgeschoben und ist heute erodiert.

Daß auch warthezeitliche glazitektonische Deformationen stattgefunden haben, zeigen die o. g. Aufschlüsse am Horlitz-Berg, aber hierbei dürfte es sich um Deformationen wesentlich geringeren Ausmaßes gehandelt haben. Hinweise auf eine Mehrfachdeformation im Sinne einer Strukturvergitterung wurden nicht gefunden.

Seine heute teilweise wieder „jugendlich“ anmutende Giesermorphologie ist bereits erläutert worden und täuscht etwas darüber hinweg, daß der Faltenbogen nur noch der Torso eines einst viel imposanteren „Moränenamphitheaters“ ist.

6.2. Aspekte aus dem Vergleich mit aktuogeologischen Gletscherbeobachtungen

Einen ersten Vergleich des rezenten Gletschergeschehens mit dem Faltenbogen führte eher beiläufig GRIPP (1929,

S. 232). Unter Bezug auf GRIPPS Arbeit hob ISSEL (1935, S. 550–551) insbesondere die phänomenologische Ähnlichkeit des Faltenbogens mit dem Usher-Gletscher (Usherbreen) in Ost-Spitzbergen hervor. Dieser Vergleich ist später wiederholt zitiert worden. STACKEBRANDT et al. (1997) weisen aufgrund eigener Beobachtungen darauf hin, daß kurzzeitige und intervallartige surge-Ereignisse (rasche und kurzzeitige Gletschervorstöße) für die Stauchendmoränenbildungen, wie den Muskauer Faltenbogen, verantwortlich sind.

Der bereits früher abgeleitete einaktige, aber mehrphasige Deformationsprozeß im Faltenbogen (KUPETZ 1995) ist in diesem Sinne als (mindestens drei- eventuell vierphasiges) surge-Ereignis zu verstehen.

Ein rezentes Gegenstück zum Muskauer Gletscher müßte aus geologischer Sicht folgende Eigenschaften aufweisen:

1. Er müßte auf relativ ebenem Gelände vorstoßen sowie einen kurzen breiten Außenrand haben,
2. er sollte bei neueren Vorstößen ältere Stauchwälle überfahren,
3. er sollte Deformationen vom Typ der Rotationsschuppen schaffen.

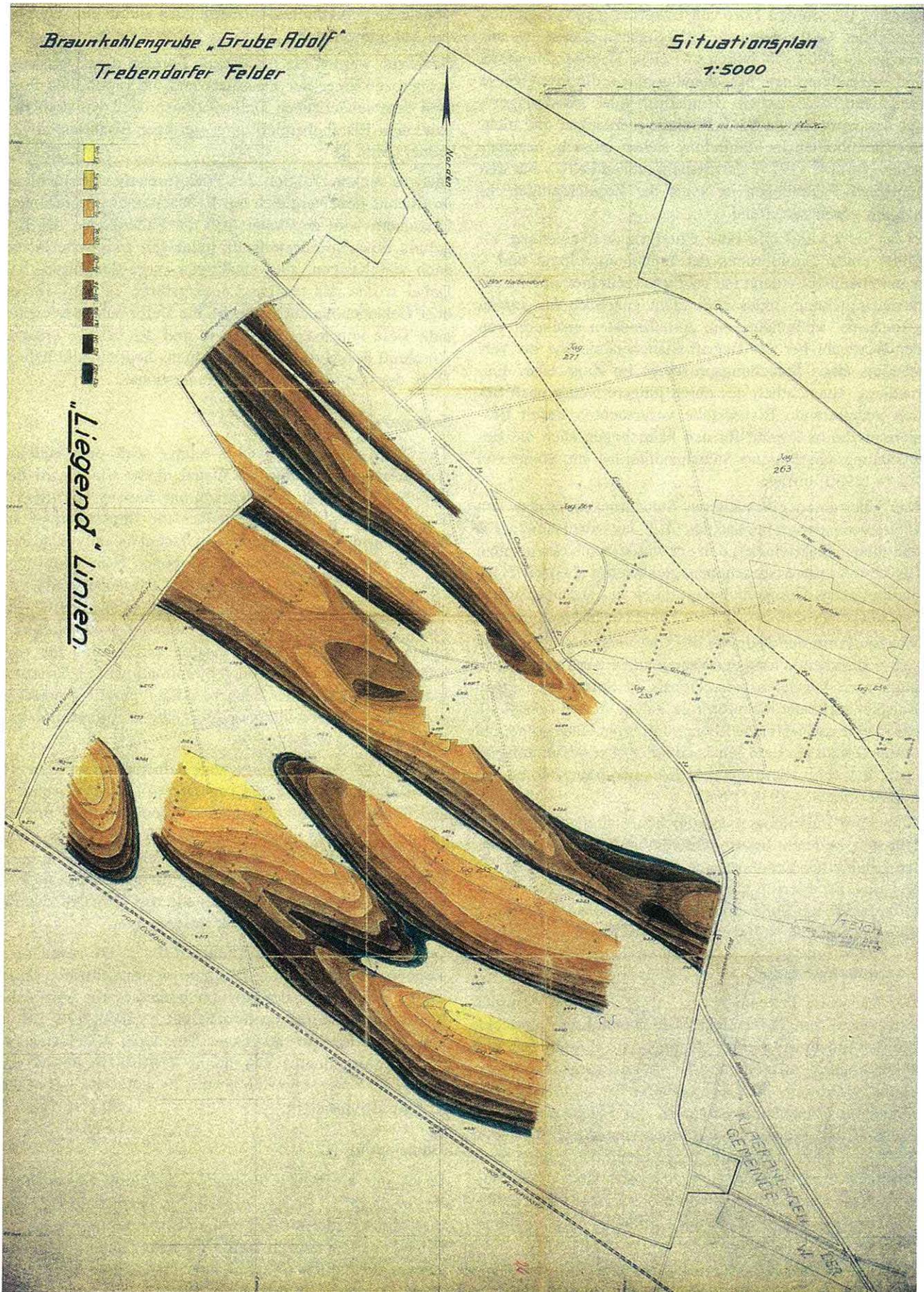
Ein Gletscher, der diese Voraussetzungen erfüllt, ist wohl nicht bekannt.

Der zitierte Usherbreen hat Stauchmoränenwälle, die im Luftbild den Gieserstrukturen des Faltenbogens ähnlich sind. Genetisch handelt es sich aber um aufgestauchte Moränen, d. h. vom Gletscher transportiertes und abgelagertes Material, das durch den vorstoßenden Gletscher später verschuppt wurde. Unter Betonung der horizontalen Deformationskomponente prägt GRIPP (1979) später den Begriff der (oberflächennahen) „Press-Schuppen“. Vom Gletschertyp her ist der Usherbreen am ehesten als Übergangstyp zwischen Tal- und Vorlandgletscher zu betrachten. Er hat eine Länge zwischen 12,0 und 13,6 km bei einer Hangneigung von 2,5 % (Höhendifferenz von 550 m auf 10 m NN) und liegt am Ende eines Fjords (GRIPP 1929, ETZELMÜLLER & HAGEN 1996). So betrachtet, stellt der Usherbreen einen zwar anschaulichen, aber genetisch wenig mit dem Muskauer Faltenbogen übereinstimmenden Gletscher dar.

An dieser Stelle sollten einige Anmerkungen zum Begriff der Stauchendmoräne eingefügt werden. Der Begriff der Moräne wurde 1841 durch J. DE CHARPENTIER für gletschertransportiertes und -abgelagertes Gesteinsmaterial eingeführt (zit. n. MARCINEK 1984). PENCK (1879) unterschied zwischen eigentlichen Endmoränen (bestehend aus dem Gletscherschutt der Oberflächenmoräne) und Wällen (aufgebaut aus Untergrund- und Vorlandmaterial). Aufge-

Abb. 13

Liegendisohypsen der Mulden A bis D in den „Trebendorfer Feldern“. Bereich der Grube Adolf, später Frieden West. Handcolorierte Lichtpause des Markscheiders SCHINDLER 1932.



staute Wälle wurden 1881 von BERENDT als Staumoränen bezeichnet. GRIPP nennt sie 1929 Stauchmoränen und unterscheidet 1938 schließlich zwischen Stauchendmoränen und Satzendmoränen. Stauchendmoränen, die ihre Genese einem morphologischen „Hindernis“ oder „Widerlager“, das das vorrückende Eis behinderte, verdanken und nicht mit Endmoränen in Verbindung stehen müssen, bezeichnete v. BÜLOW (1955) als „Stapelmoränen i.e.S.“. Für den Muskauer Faltenbogen ist keine der Bezeichnungen inhaltlich genau zutreffend.

Er ist in erster Linie eine Untergrundaufstauchung im Sinne eines Grundbruchs der Ingenieurgeologie und – wenn überhaupt – dann nur sehr untergeordnet eine Moränenaufstauchung, indes aber nicht genetisch mit einem „Hindernis“ verbunden. Am zutreffendsten erscheint von der Wortwahl her der Begriff Stauchendmoräne im Verständnis eines Stauchungsprozesses im Zuge einer Eisrandlage. Hinsichtlich des durch jüngere weiter nach Süden vorgreifende Eisvorstöße verursachten tiefen Erosionsanschnitts kommt für den Faltenbogen auch die Bezeichnung überfahrene Stauchendmoräne im Sinne von VIETE (1960) infrage.

Das Überfahren eines älteren Stauchrückens wurde am Usherbreen derart beobachtet, daß das vorrückende Eis denselben „reaktivierte“; d. h., er wurde durch einen neuen Eisvorstoß vorwärtsgeschoben, gleichzeitig aber mit zweifach dreifacher Geschwindigkeit durch das Eis überfahren. Ein solcher Prozeß ist auch am Faltenbogen vorstellbar.

Was die Form und Neigung des Gletschers betrifft, finden sich wahrscheinlich an der Vatnajökull-Eiskappe in Island günstigere Vergleichsbeispiele als in Spitzbergen. Zum Beispiel dürfte der lobenförmige, kurze, breite Brúarjökull, der in eine relativ flache Ebene surgt, vom Untergrund und seiner Gestalt her dem Muskauer Gletscher besser entsprechen. Ihm fehlt allerdings jede Art einer Stauchendmoräne (THORARINSSON 1938, 1964).

Eine dem Faltenbogen vergleichbare Stauchendmoräne läßt sich vielleicht besser an einem anthropogen induzierten Grundbruch demonstrieren als an einem Gletscher. Als Beispiel sei hierfür ein sichelförmiger, ca. 7 m hoher Grundbruch am Fuße einer Zugbandkippe im ehemaligen Tagebau Spreetal NO genannt (Abb. 12).

Zusammenfassung

Der Muskauer Faltenbogen ist, obwohl er den Eindruck einer ideal zungenförmigen Stauchendmoräne erweckt, nur der Erosionsrest einer ehemals sehr viel höheren und flächenmäßig ausgedehnten glazitektonischen Stauchungsstruktur in braunkohlenführenden oligozänen und miozänen Lockersedimenten. In der Fläche existierten ehemals drei strukturdiskontinuierlich ineinandergeschachtelte Teilbögen, deren beide nördlichen durch die Anlage eines elsterzeitlichen Beckens erodiert worden sind. Daraus leitet sich ein mit der Ansicht von WOLF & SCHUBERT (1992) übereinstimmendes früh-elster-2-zeitliches Deformationsalter ab.

Bei den Deformationsformen werden rupturale (Rotationsschuppen) und plastische (Diapire und großdimen-

sionale Biegefließfalten) unterschieden und in eine räumliche Abfolge gebracht.

Genetisch werden die plastischen Formen dem Deformationsprozeß unter der Eisauflast und die rupturalen Formen dem subaerischen Deformationsprozeß vor dem Eis bzw. dem Eisrandbereich unter geringer Eisauflast zugeordnet (Abb. 8).

Aus der Rekonstruktion des prädeformativen Schichtenprofils und dem Vergleich mit Beobachtungen an rezenten Gletschern wird abgeleitet, daß der Faltenbogen das Ergebnis eines mindestens dreiphasigen möglicherweise auch vierphasigen, aber einaktigen surge-Ereignisses ist. Dabei wurde das tertiäre Lockergebirge ca. 110–180 m über Geländehöhe aufgestaucht, die Deformation erreichte eine Tiefe von max. 270–290 m und der heutige erosive Anschnitt des Muskauer Faltenbogens liegt etwa in halber Höhe der ursprünglichen Stauchungshöhe.

Summary

The Muskauer Faltenbogen is a large scale push endmoraine („Stauchendmoräne“) situated in the triangle of the Republic of Poland, Brandenburg and Saxony (Germany). The glazitectionic structure makes the impression of an ideal shaped glacier lobe but in fact it is only a scarce erosion rest. The Muskauer Faltenbogen is built up by a glazitectionic deformed sequence of Oligocene and Miocene softsediments, sand, silt, clay and lignite. Former in the surface area existed three disconform structured glazitectionic lobes. After thrusting and folding the two lobes in the north were eroded by formation of an Elsterian glacial basin (Bahrener Becken). That's why it is possible according to other authors to infer that the deformation has to be of Elsterian-2-age.

There are two kinds of large scale deformation types in the soft sediments. These are ruptures (rotationary wedges) and forms of plastic deformation (diapires, consisting of sand, silt, clay and lignite - these are not coal diapires - and great congruent folds). The shearing structures were built up under subaerian conditions near the glacier margin and in the glacier foreland whereas the forms of ductile deformations originated below the ice cover.

Genetically the Muskauer Faltenbogen is the result of a surge process consisting of three or four distinct surge events. During the deformation processes the soft sediments were thrust up to a height of about 130–180 m above base level of the glacier. The depth of deformation (base failure depth) was about 270–290 m below the glacier. The recent erosion level is by about the half of the first thrusting height.

Danksagung

Es ist mir ein großes Bedürfnis, an dieser Stelle Herrn Professor Dr. L. EISSMANN, Leipzig, herzlich für die Unterstützung meiner Untersuchungen zum Muskauer Faltenbogen zu danken. Seit 1985 hat er mich mit damals schwer zugänglicher Fachliteratur und zahlreichen fruchtbaren Diskussionen gefördert.

Zur Entwicklung meiner Anschauungen und zum Gelingen des Artikels hat die langjährige Zusammenarbeit mit zahlreichen Fachkollegen beigetragen. Besonders hervorheben möchte ich dabei Herrn Prof. Dr. J. HOFMANN, Freiberg, Herrn Dipl.-Geol. G. HÖNEMANN, Leipzig, Frau Dipl.-Geogr. B. MÜSCHEN, Jena, Herrn Dipl.-Geol. G. SCHUBERT, Freiberg, und Herrn Dipl.- Geol. P. SUHR, Freiberg.

Herr Dr. W. STACKEBRANDT, Kleinmachnow, und Herr Dipl.-Geol. L. WOLF waren mir bei der Fertigstellung der Endfassung des Artikels behilflich. Frau G. LOHSE, Freiberg, fertigte die Zeichnungen an und das Landesamt für Geowissenschaften und Rohstoffe Brandenburg, Kleinmachnow, sowie das Landesamt für Umwelt und Geologie Sachsen, Bereich Boden und Geologie, Freiberg, ermöglichten mir großzügig die Nutzung ihrer Bibliotheken und Archive. Allen Genannten möchte ich vielmals danken.

Literatur

- ALEXOWSKY, W.; STANDKE, G. & P. SUHR (1989): Beitrag zur weiteren lithostratigraphischen Untergliederung des Tertiärprofils in der Niederlausitz. - Geoprofil 1, S.57-63, 3 Abb., Freiberg
- BEHREND, G. (1881): Referat zu A. PENCK: Die Gletscher Norwegens. - N. Jb. Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Bd. 1, S. 422-423, Stuttgart
- BRAUSE, H. (1970): Ur-Europa und das gefaltete sächsische Paläozoikum. - Ber. deutsch. Gesellsch. geolog. Wiss., R. A 15, S. 327-367, 9 Abb., Berlin
- BRAUSE, H. (1995): Überblick zur Geologie des Raumes Weißwasser. - Exkurs.f. u. Veröff. GGW, 196, S. 29-30
- BÜLOW, K. v. (1955): Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. - Geologie, 4, 1, S. 3-14, 4 Abb., Berlin
- CRAMER, R. u. a. (1928): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen, Lieferung 266, Blatt Döbern Nr. 2475. - 54 S., Berlin
- DYJOR, S. & Z. CHLEBOWSKI (1973): Budowa geologiczna polskiej części łuku Mużakowa. - Akta Univ. Wratisl., Prace Geol., Mineral., III, No. 192, S. 3-41, 10 fig., Wrocław
- EISSMANN, L. (1978): Mollisoldiapirismus.- Zschr. angew. Geol. 24,3, S. 130-138, 13 Abb., Berlin
- EISSMANN, L. (1994): Grundzüge der Quartärgeologie Mitteldeutschlands (Sachsen, Sachsen-Anhalt, Südbrandenburg, Thüringen). - Altenburger Naturwiss. Forsch. 7, S. 55-135, 35 Abb., 12 Taf., Altenburg
- ETZELMÜLLER, B. u. a. (1996): Glacier debris accumulation and sediment deformation influenced by permafrost: examples from Svalbard. - Annals of Glaciology 22, S. 53-62, 9 fig., Cambridge
- GRIPP, K. (1929): Glaciologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. - Abh. a. d. Gebiet d. Naturwiss. XXII, 3-4, S. 145-249, 32 Taf., 39 Fig., Hamburg
- GRIPP, K. (1938): Endmoränen. - In: Comptes Rendus de Congrès Internat. de Géogr., T. II, Sect. 2a, S. 215-228, 8 fig., Amsterdam
- GRIPP, K. (1979): Glazigene Press-Schuppen, frontal und lateral. - In: SCHLÜCHTER, CH. (Hrsg.): Moraines and Varves - Origin/Genesis/Classification, Proc. INQUA Symposium on genesis and lithology of quarternary deposits, Zürich 10-20. September 1978, Rotterdam: A. A. Balkema, S. 157-166, 8 Fig.
- HEINICKE, F. (1904): Beschreibung der Braunkohlenablagerung bei Muskau in der Ober- und Niederlausitz, in ihrer Längenerstreckung nach Westen, Nordwesten und Norden bis Jocksdorf einerseits, nach Nordosten und Osten bis Läsagen andererseits. - Braunkohle 3, S. 153-159, 197-204 und 213-219, 1 Übersichtskarte, Fig. 77-89, Halle
- HERBST, G. (1953): Der Muskauer Faltenbogen in seiner Entstehung und seinem Aufbau. - Diplomarbeit Bergakademie Freiberg, 90 S. zahlreiche Anl., Freiberg (unveröff.)
- HELLWIG, D. (1975): Fluviale Bildungen innerhalb des Saale-Komplexes im Raum Cottbus-Forst.-Zschr. geolog. Wiss. 3, 8 S. 1077-1090, 5 Abb., Berlin
- HELLWIG, D. & G. SCHUBERT (1979): Lithofazieskarte Quartär 1 : 50 000, Blatt Weißwasser 2470. - Zentrales Geologisches Institut der DDR (Hrsg.), Berlin
- ILLNER, F. (1929): Das Braunkohlenvorkommen bei Tschöpel O.-L. - Abh. Naturforsch. Gesellsch. Görlitz, 30, S. 89-144, 19 Anl., Görlitz
- ISSEL, F. (1935): Das Forster Revier. - In: Festschrift zum 50jährigen Bestehen des Deutschen Braunkohle-Industrie-Vereins e. V. Halle (Saale), S. 545-560, 8 Abb., Halle
- KEILHACK, K. (1907): Bericht über wissenschaftliche Ergebnisse: 7. Provinz Sachsen und des Grenzgebiet der Provinz Brandenburg und des Herzogtums Anhalt.- Jb. Preuß. Geol. LA u. Bergak. Berlin für 1904, XXV, S. 672-684, Berlin
- KEILHACK, K. (1921): Geologische Karte der Provinz Brandenburg nach den Aufnahmen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin
- KEILHACK, K. (1927): in KLEIN, G. (Hrsg.): Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau, Erster Band, S. 237-296, Halle
- KÖSTER, R. (1958): Experimente zur glazialen Faltung.- N. Jb. Geol. Pal., Mh., S. 33-40, 6 Abb., Stuttgart
- KUPETZ, M. (1995): Der Muskauer Faltenbogen. - In: SCHIRMER, W. (Hrsg.) Quaternary field trips in Central Europe (XIV. INQUA Congress, Vol. 4: Exkursionen in Berlin und Umland, S. 1269-1272, 2 Abb., München
- KUPETZ, M. (1996): Der Muskauer Faltenbogen - ein Geotop von europäischer Bedeutung. - Brandenburgische Geowiss. Beitr. 3, 1, S. 125-136, 4, Abb., Kleinmachnow
- KUPETZ, M. & M. KESSLER (1997): Eismächtigkeitsabschätzung für den Muskauer Gletscher. - Freiburger Forschungshefte, C 470, S. 53-64, 4 Abb., 3 Taf., Freiberg
- KUPETZ, M. et al. (1985): Kenntnisstand-Studie Muskauer Faltenbogen. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, 77 S., zahlreiche Anl. und Karten (unveröff.; Archiv des Landesamtes für Umwelt und Geologie Sachsen, Bereich Boden und Geologie Freiberg)
- KUPETZ, M. et al. (1988): Lagerstättengeologische Forschung Braunkohle, Einheitsblatt Weißwasser. - VEB Geologische Forschung und Erkundung Freiberg, 31 S., zahlreiche Anl. und Karten, Freiberg
- KUPETZ, M., SCHUBERT, G., SEIFERT, A. & L. WOLF (1989): Quartärbasis, pleistozäne Rinnen und Beispiele glazitekto-

- nischer Störungen im Niederlausitzer Braunkohlengebiet. - Geoprofil 1, S. 2-17, 18 Abb., 1 Tab., Freiberg
- KRENTZ, O. (1995): Nutzung des digitalen Höhenmodells für die geologische Landesaufnahme Sachsen. - In: LIST, F. K. (Hrsg.): Publ. Deutsch. Gesell. Photogr. u. Fernerk., Band 3, S. 179–185, 7 Abb. (ohne Ortsangabe)
- Landesumweltamt Brandenburg (Hrsg.1995): Poster „Muskauer Faltenbogen“, Potsdam
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. - Forschungen zur deutschen Landeskunde, Band 204, 2. erw. Aufl., 307 S., 1 Karte, 49 Abb., 17 Tab., Trier
- MARCINEK, J. (1984): Gletscher der Erde. - 214 S., zahlreiche Abb. u. Fotos, Edition Leipzig
- MEYER, E. (1912): Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. - Jb. Preuß. Geol. LA. (für 1909) **30**, Band II, S. 312–340, 11 Fig., Taf. 14 und 15, Berlin
- OLSZEWSKI, S. (1978): Lithostratigrafia i glacitektonika utworów czwartorzędowych w rejonie Mużakowa – Łęknicy (Ziemia Lubuska). - Akta Univ. Wratisl., Prace Geol.-Mineral., V, nr. 318, S. 299–316, 8 rys., Wrocław
- PENCK, A. (1879): Die Gletscher Norwegens. - Mitt. d. Vereins für Erdkunde, S. 28–43, 1 Karte, 2 Tafeln, Leipzig
- POTONIÉ, R. (1930): Über den Muskauer Faltenbogen, seine Oberflächenformen und deren Abhängigkeit von der Beschaffenheit und der Tektonik der Braunkohle. - Jb. Preuß. Geol. LA Berlin, S. 392–416, 11 Abb., Taf. 57 und 68, Berlin
- PRIEMEL, K. (1909): Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. - Z. Berg-, Hütten- und Salinenwesen **55**, S. 1-72, Abb 11.
- RADTKE, D. (1963): Geologisch-lagerstättenkundliche Ergebnisse aus dem Raum der östlichen Lausitz. - Z. angew. Geol., **9**, S.482–486, 2 Abb., 1 Tab., Berlin
- RADTKE, H. (1964): Die Entstehung des Muskauer Faltenbogens. - Sächsische Heimatblätter **10**, S. 212–221, 7 Abb.
- ROTNIKI, K. (1976): The theoretical basis for and a model of the origin of glaciotectionic deformations. - Quaestione Geographicae **3**, S. 103–139, 16 fig., Poznań
- RUSSWURM, P. (1909): Braunkohlenformation und glaziale Lagerungsstörungen im Felde der Grube „Mercur“ bei Drebkau. - Z. prakt. Geol. **17**, S. :87-102, Fig. 11–17 + Anhang.
- SCHMIERER, T. (1913): Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligozäns. - Jb. Preuß. Geolog. LA. Berlin, **31**, Bd. I für 1910, S. 105–135, 4 Fig., Taf. 5, Berlin
- STACKEBRANDT, W. u. a. (1997): Glazialdynamik und Moränengeneese – aktuogeologische Beobachtungen in Spitzbergen (Svalbard). - Brandenburgische Geowiss. Beitr., **4**, 1, S. 31–48, 21 Abb., Kleinmachnow
- THORARINSSON, S. (1938): Über anomale Gletscherschwankungen mit besonderer Berücksichtigung des Vatnajökullgebietes. - Geol. Fören. Förhandl. **60**, 3, S. 490–506, 4 Fig., Stockholm
- THORARINSSON, S. (1964): Sudden Advance of Vatnajökull Outlet Glaciers 1930–1964. - Jökull, S. 76–88, 13 Fig., Reykjavik
- VIETE, G. (1960): Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen unter besonderer Berücksichtigung der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum.- Freiburger Forschungshefte **C 78**, 257 S., 30 Taf., 18 Beilagen, Berlin
- VIETE, G. (1964): Über Lagerungsstörungen von Kohle und Deckgebirge im Lausitzer Braunkohlenrevier.-Freiburger Forschungshefte **A 311**, S. 5–33, 7 Bilder, 3 Taf., Berlin
- VOLLERT, M. (1889): Der Braunkohlenbergbau im Oberbergamts-Bezirk Halle und der angrenzenden Staaten.- Festschrift zur Feier des 4. Allgemeinen Deutschen Bergmannstages Halle/S. 4. bis 7. September 1889, 409 S. nebst einer Uebersichtskarte, Halle
- WATEREN, F. M. VAN DER (1981): Glacial tectonics at the Kwintelooyen Sandpit, Rhene, Thr Netherlands. - Meded. Rijks Geol. Dienst **35**, 2/7, S. 252–268, 17 figs., Harlem
- WOLF, L. & G. SCHUBERT (1992): Die spättertiären bis elsterzeitliche Terrassen der Elbe und ihrer Nebenflüsse und die Gliederung der Elster-Kaltzeit in Sachsen.- Geoprofil **4**, S. 1–43, 18 Abb, 25 Tab., Beilagen, Freiberg

Anschrift des Autors:
 Dr. Manfred Kupetz
 Schulweg 1a
 03055 Cottbus-Sielow