

FREIBERGER
FORSCHUNGSHEFTE

C 78

GEOLOGIE

GÜNTER VIETE

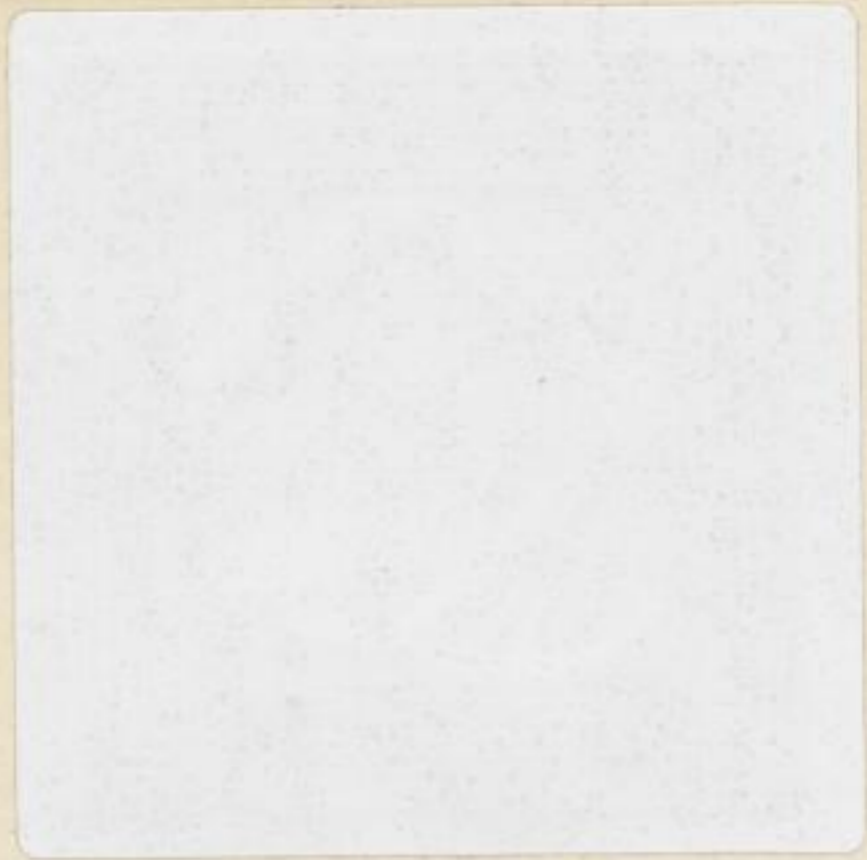
**Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen
unter besonderer Berücksichtigung
der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum**

(mit Beilagenmappe)

FFH
C 78
b

XVI

1142 C 78
b



Bücherei
• Bergakademie •
Freiberg i. Sa.

TU BERGAKADEMIE FREIBERG



XVI 1142 . C78B 3 b

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

C 78

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Herausgegeben vom Rektor der Bergakademie Freiberg

C 78

GEOLOGIE

Zur Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen
unter besonderer Berücksichtigung
der Flözdeformationen im mitteldeutschen Raum

Von GÜNTER VIETE

[BA Freiberg, Habil.-Schrift v. 1960]



A k a d e m i e - V e r l a g · B e r l i n

Freib. Forsch.-H.	C 78	S. 1—257	9 Bilder	30 Tafeln	18 Beilagen	5 Tabellen	Berlin, Mai 1960
-------------------	------	----------	----------	-----------	-------------	------------	------------------

Aus den Arbeiten des Geologischen Instituts
der Bergakademie Freiberg

Nr. 43



XVI 1142

(1978) 6

0

„Freiberger Forschungshefte“, Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften.
Herausgeber: Der Rektor der Bergakademie Freiberg, Prof. Dr.-Ing. habil. O. Oelsner. —
Chefredakteur: Dipl.-Ing. R. Wendler, Freiberg, Klubhaus der Bergakademie, A.-Bebel-Str. 5
(Ruf 2497). — Verlag: Akademie-Verlag GmbH, Berlin W 1, Leipziger Str. 3-4 (Ruf 22 04 41),
Postscheckkonto 350 21. — Die Freiberger Forschungshefte erscheinen in zwangloser Folge in
den Reihen A, B, C und D. Ausführliches Verzeichnis aller lieferbaren Hefte von der Re-
daktion der Bergakademie oder dem Akademie-Verlag. — Preis dieses Heftes: 23,— DM.
Bestell-Nr. 2062/301/C 78. — Vertrieb: Für das Gebiet der Deutschen Demokratischen Repu-
blik durch den Buchhandel; für das Gebiet Westdeutschlands durch den Buchhandel (Aus-
lieferung KUNST UND WISSEN, Erich Bieber, Stuttgart S, Wilhelmstr. 4-6); für das gesamte
Ausland durch eine Importbuchhandlung, den Deutschen Buch-Export und -Import GmbH,
Leipzig C 1, Postschließfach 276, oder den Verlag.

Gesamtherstellung: Druckwerkstätten Stollberg VOB, Stollberg (Erzgeb.), A.-Bebel-Str. 16 -
VOB UNION - III/6/50 1 560 (1135). — Veröffentlicht unter der Lizenz-Nr. 202-100/663/60 des
Ministeriums für Kultur, HV Verlagswesen, der Deutschen Demokratischen Republik. —
Printed in Germany. — Alle Rechte vorbehalten. — ES 18 F 2.

Karten: Mdi der DDR Nr. 5123.

(60. 1175)

I N H A L T

Vorwort	7
1 Die Entwicklung unserer Kenntnisse über die Lagerungsstörungen im Tertiär und Quartär des nördlichen Mitteleuropas	10
2 Charakterisierung und allgemeine Betrachtungen über die wich- tigsten glazigenen Lagerungsstörungen	17
2.1 Störung der Lagerungsverhältnisse von Einzelschichten und Schichtverbänden	17
2.2 Allochthone glazigene Gesteinsschollen	24
2.3 Morphologisch hervortretende Lagerungsstörungen	27
2.4 „Rezente“ glazigene Störungsformen	31
2.5 Vergleichende Betrachtungen von glazigenen, endogen-tekto- nischen und anderen Lagerungsstörungen	34
3 Analyse des Störungsvorganges	43
3.1 Allgemeine Bemerkungen	43
3.2 Größe und Wirkungen des statischen Druckes von Inlandeis- massen	48
3.3 Ursachen der dynamischen Druckwirkungen des Gletscher- und Inlandeises	62
3.4 Die Bedeutung der bodenmechanischen Verhältnisse des Unter- grundes für die Genese der eisbedingten Lagerungsstörungen	88
3.5 Die Möglichkeiten und Wirkungen einer Behinderung der Eis- bewegung	114
4 Regionale Betrachtungen	130
4.1 Allgemeines	130
4.2 Die Hochfläche von Gräfenhainichen—Schmiedeberg	131
4.3 Der Raum Bitterfeld—Torgau—Belgern—Leipzig	148
4.4 Das präwartheglaziale Gebiet der westlichen Lausitz	153
5 Zusammenfassung	185
Literatur	188
Tafeln 1 bis 30	197
18 Beilagen	

Vorwort

Die in den pleistozänen Vereisungsgebieten Nord- und Mitteldeutschlands verbreitet auftretenden, durch die Druck- und Schubwirkungen der pleistozänen Inlandeismassen verursachten glazigenen Lagerungsstörungen quartärer, tertiärer und kretazischer Sedimente gehören zu den interessantesten geologischen Erscheinungen dieses Raumes. In der Literatur finden sich zahlreiche Beschreibungen derartiger Deformationen, aber nur relativ wenige Hinweise auf die allgemeine Art des Störungsvorganges.

Anlässlich der vor einigen Jahren vom Institut für Brennstoffgeologie der Bergakademie durchgeführten Untersuchungen über die glazigenen Lagerungsstörungen der Braunkohle im Gebiet des Tagebaues Pöplitz (Golpa IV) südwestlich von Gräfenhainichen hatte der Verfasser die Aufgabe übernommen, den Störungsvorgang und seine Ursachen darzustellen. Im Verlauf der Arbeiten zeigte sich, daß es wenig sinnvoll ist, die Störungsformen eines einzelnen Gebietes zu analysieren, ohne zuvor eine Diskussion über alle an dem Störungsvorgang beteiligten Kräfte und Faktoren durchgeführt zu haben. Eine Erörterung dieser Faktoren und ihrer verschiedenartigen Einflüsse auf den Störungsvorgang ist jedoch nicht an einem Einzelobjekt möglich, sondern erfordert eine eingehende allgemeine Behandlung aller bisher beobachteten glazigenen Störungsformen und -komplexe. Leider fehlt bisher in der Literatur sowohl eine derartige allgemeine Analyse als auch eine zusammenfassende Darstellung der in Nord- und Mitteldeutschland vorkommenden glazigenen Lagerungsstörungen.

Es erschien daher lohnend, diese Lücke wenigstens teilweise auszufüllen und eine grundlegende Bearbeitung der Druck- und Schubwirkungen des pleistozänen Inlandeises auf den damaligen Untergrund in Nord- und Mitteldeutschland zu versuchen. Die Fülle des zu diesem Fragenkomplex vorliegenden Beobachtungsmaterials und die Vielzahl der im gesamten Untersuchungsgebiet vorhandenen, teilweise leider nur sehr mangelhaft aufgeschlossenen oder nur durch Bohrungen erschlossenen Vorkommen größerer und kleinerer Lagerungsstörungen zwangen jedoch sehr bald dazu, die ursprünglich vorgesehene Gesamtanalyse entweder regional oder in Hinblick auf die von den Deformationen betroffenen geologischen Formationen einzuschränken. Da die glazigenen Lagerungsstörungen für den Braunkohlenbergbau Mitteldeutschlands oftmals von großer praktischer Bedeutung sind und gelegentlich erhebliche betriebstechnische Schwierigkeiten verursachen, andererseits aber in den großen Braunkohlentagebauen oftmals gut aufgeschlossen sind, entschloß sich der Verfasser, die regionalen Betrachtungen vorwiegend auf die glazigenen Deformationen der tertiären Sedimente in Mitteldeutschland zu beschränken. Eine regionale Untersuchung und Darstellung der Störungen im Pleistozän Norddeutschlands entsprechend den

Forderungen K. v. BÜLOWS (1955) dürfte erst dann zweckmäßig sein, wenn eine gründliche, moderne Kartierung des mecklenburgisch-brandenburgischen Raumes vorliegt.

Die genannten Einschränkungen beziehen sich nur auf die vorgesehene regionale Darstellung. Bei der Besprechung der Störungsformen und zur Erörterung der Genese der Deformationen müssen selbstverständlich auch die in Norddeutschland und in den pleistozänen Ablagerungen vorkommenden Lagerungsstörungen berücksichtigt werden. Trotzdem ist eine vollständige Analyse und Erklärung der Störungsvorgänge z. Z. leider noch nicht möglich, da uns in vielen Fällen Beobachtungen und wesentliche Erkenntnisse über die beteiligten Faktoren, wie z. B. über die Bewegungsvorgänge in und von Inlandeismassen, die Tiefenreichweite des Eisschubes in den Untergrund, das Relief des jeweiligen Eisvorlandes usw. fehlen. Meist können daher nur allgemeine Betrachtungen und Abschätzungen über diese Faktoren und ihre unterschiedliche Wirksamkeit durchgeführt werden.

Wegen aller dieser Schwierigkeiten konnte bei der gesamten Untersuchung im allgemeinen nur deduktiv vorgegangen werden. Grundsätzlich wäre selbstverständlich auch der induktive Weg möglich gewesen, aber dazu müßte man die geologische Situation jedes einzelnen Störungskomplexes einwandfrei deuten bzw. die jeweils zur Zeit des Störungsvorganges herrschenden geologischen, morphologischen und sonstigen Umweltverhältnisse hinreichend genau rekonstruieren können (vor allem die damalige Schichtenfolge, den petrographischen Charakter der Schichten und ihre Mächtigkeiten, das Relief, die Tiefe der Bodengefrorenis, die Eismächtigkeit usw.). Das ist aber erfahrungsgemäß nur in sehr seltenen Fällen möglich.

Unter Berücksichtigung aller dieser Feststellungen und Erwägungen mußte der ursprüngliche Plan einer allgemeinen Bearbeitung der glazigenen Lagerungsstörungen nach eingehenden Diskussionen mit Herrn Prof. Dr. HUNGER etwas abgeändert und der Arbeit folgende Zielsetzung gegeben werden:

1. Darstellung und Erläuterung der im Bereich glazigener Lagerungsstörungen zu beobachtenden Einzelformen.
2. Diskussion aller bei der Bildung der Deformationen, d. h. beim Störungsvorgang, mitwirkenden Kräfte und beteiligten Faktoren, soweit das — unseren wissenschaftlichen Erkenntnissen entsprechend — möglich ist.
3. Erläuterung einiger besonders interessanter und bedeutsamer Gebiete glazigener Flözdeformationen in Mitteldeutschland.

Es sei gestattet, an dieser Stelle allen denen meinen aufrichtigen Dank auszusprechen, die meine Arbeit gefördert und unterstützt haben. An erster Stelle gebührt dieser Dank meinem lieben Freunde, Herrn Prof. Dr. R. HUNGER, der mich zu diesen Untersuchungen anregte, sich stets lebhaft für den gesamten Problemkreis interessierte, jedoch die Fertigstellung der Arbeit nicht erleben durfte, sowie Herrn Prof. Dr. A. WATZNAUER, der mir manchen wertvollen Rat gab und mir die Fertigstellung der Arbeit ermöglichte. Weiterhin gilt mein Dank den Betriebsleitungen und Markscheidereien zahlreicher Braunkohlenwerke der

Deutschen Demokratischen Republik, welche durch verständnisvolles Entgegenkommen und Auskünfte die Untersuchungen wesentlich unterstützt haben. Für zahlreiche Anregungen und Diskussionen sei schließlich den Herren Professoren Dr. K. v. BÜLOW und K. PIETZSCH sowie meinen Kollegen vom Institut für Brennstoffgeologie und vom Geologischen Institut der Bergakademie, den Herren Dr. O. WAGENBRETH, Dr. A. SEICHTER, Dipl.-Geol. G. HERBST, Dipl.-Geol. H. ULLRICH und Herrn Dr. A. LUDWIG (Rostock) bestens gedankt.

1 Die Entwicklung unserer Kenntnisse über die Lagerungsstörungen im Tertiär und Quartär des nördlichen Mitteleuropas

Bereits im vorigen Jahrhundert waren, anfangs nur durch den Bergbau und später auch bei geologischen Aufnahmearbeiten, an zahlreichen Orten Nord- und Mitteldeutschlands Lagerungsstörungen des „Diluviums“ und Tertiärs sowie z. T. auch der Kreide erkannt und u. a. von G. BERENDT, G. BEHRENS, V. D. BORNE, B. V. COTTA, H. CREDNER, E. GEINITZ, GIEBELHAUSEN, A. HELLAND, A. JENTZSCH, F. JOHNSTRUP, K. A. LOSSEN, A. PENCK, PLETTNER und F. WAHNSCHAFFE beschrieben und erläutert worden.¹ Hinsichtlich der Deutung dieser Störungen standen sich damals im wesentlichen eine tektogene und eine glazigene Theorie gegenüber. Die Mehrzahl der obengenannten Autoren schlossen sich der in Schweden, Dänemark, England, Schottland, Nordamerika und vor allem im Alpengebiet für die dort vorhandenen ähnlichen Erscheinungen vertretenen Auffassung an, daß es sich um Druck- und Stauchungswirkungen der „diluvialen“ Gletschermassen oder — entsprechend den Vorstellungen der Drifttheorie — um Stauchungen des Untergrundes durch strandende Eisberge handele. Dagegen sprachen sich z. B. B. V. COTTA, A. JENTZSCH, K. A. LOSSEN und PLETTNER für eine Entstehung der Lagerungsstörungen durch echte (endogene) tektonische Vorgänge aus.

Es ist ohne weiteres verständlich, daß bis um die Mitte des vorigen Jahrhunderts die durch den Bergbau auf Braunkohle und Alauntone in den pleistozänen und tertiären Sedimenten Norddeutschlands festgestellten Lagerungsstörungen überwiegend durch endogen-tektonische Vorgänge gedeutet wurden. Eine anschauliche Darstellung des damaligen Wissensstandes gibt PLETTNER (1852), welcher im Anschluß an die 1828 erschienene allgemeine Beschreibung der „Mineralogischen und geognostischen Kenntnisse der Mark Brandenburg“ von K. F. KLÖDEN die Vorkommen der Braunkohlenformation der Mark auf Grund der damals vorhandenen Aufschlüsse erläutert. Zu den Lagerungsverhältnissen schreibt er u. a.:

„Nirgend in der Mark Brandenburg ist die Braunkohlenformation in ungestörter horizontaler Lagerung angetroffen worden, überall sind die Schichten so stark gegen den Horizont geneigt, daß sie ursprünglich nicht können in ihrer gegenwärtigen Stellung gebildet worden sein.“ (S. 7)

Zur Erklärung dieser gestörten Lagerung weist PLETTNER besonders auf den „auffallenden Parallelismus im Streichen der Flöze an den verschiedensten Orten unter sich und mit der Ausdehnung der im Süden zunächst benachbarten Gebirgsmassen“ (S. 479) hin und folgert daraus:

„Bewegungen im unterliegenden festen Gestein pflanzten sich bis in die Schichten der Braunkohlenformation fort und blieben auch nicht ohne Einfluß

¹ Es sei erwähnt, daß sich unter den in diesen älteren Arbeiten behandelten und z. T. abgebildeten Störungen sowohl glazigene als auch congeliturbate Strukturen befinden (z. B. bei H. CREDNER, 1880, und F. WAHNSCHAFFE, 1882). Da zu dieser Zeit die letztgenannten Formen, wie Frostkelle, Taschenböden und Brodelstrukturen, noch nicht als Frostbodenerscheinungen erkannt waren, mußten sie zwangsläufig zu den Stauchungswirkungen des Eises gerechnet werden (vgl. 2.5).

auf die Gestaltung der Terrainverhältnisse, welche noch heutigen Tages die Tagesoberfläche beherrschen ...“ (S. 479)

Diese Feststellungen stimmen mit der schon damals mehrfach geäußerten Vorstellung überein, daß die Streichrichtungen von zahlreichen Höhenzügen und Tälern des Norddeutschen Flachlandes untereinander und mit denen der südlich angrenzenden Mittelgebirge weitgehend parallel verlaufen und die einstmaligen Bewegungen des Untergrundes bzw. dessen tektonischen Bau widerspiegeln.² In späterer Zeit hat GIEBELHAUSEN (1871) in einer zusammenfassenden Darstellung der Lagerungsverhältnisse der Braunkohlenbildungen in der Provinz Brandenburg ebenfalls die tektogene Theorie — allerdings sehr vorsichtig und ohne eingehendere Analyse — vertreten. Recht interessant ist auch die von K. A. LOSSEN (1879) durchgeführte Diskussion der für die Lagerungsstörungen verantwortlichen Vorgänge. Gegen die Entstehung der Deformationen durch die von oben wirkenden Schubkräfte und Belastungsdrucke (Gletscherschub, Auflaufen von Eisbergen, Aufpressung infolge einseitiger Belastung) bringt K. A. LOSSEN neben anderen Einwänden vor, daß die beobachtete große Tiefenreichweite der Störungen nicht mit derartigen exogenen Einwirkungen in Einklang zu bringen wäre und außerdem die häufig streng parallelen Streichrichtungen der Flözsättel und -mulden, bei denen übrigens bereits das erzgebirgische, herzynische und rheinische „Aufrichtungssystem“ unterschieden wurde, exogen nicht erklärt werden könnten. Die Lagerungsstörungen müßten somit durch Bewegungen der Unterlage, welche sich in die Deckschichten fortpflanzten, entstanden sein:

„... es formt sich die Lagerung der jüngeren Formation nach dem von ihnen verhüllten Kern und dessen inneren Schichtenbau ...“ (K. A. LOSSEN, 1879, S. 879)

Gegenüber dieser tektogenen Auffassung konnte sich die glazigene Theorie erst durchsetzen, als nach Aufstellung und Festigung der Inlandeistheorie durch die sich vorwärts schiebenden mächtigen Eismassen Schub- und Druckkräfte gegeben waren, welche auch für tiefreichende Lagerungsstörungen verantwortlich gemacht werden konnten. Sehr wesentlich für die Anerkennung derartiger glazigener Druckwirkungen waren die Beobachtungen A. PENCKs (1879 a) von aus fluvioglazialen Schottern zusammengesetzten und durch vorstoßendes Gletschereis gebildeten Stauchmoränen am Rande des Aabrekke-Gletschers und des Buerbrä in Norwegen. Unter Hinweis auf diese Feststellungen forderte H. CREDNER (1880), der die erste zusammenfassende Darstellung der damals bekannten Schichtstörungen im „Diluvium“ und Tertiär Sachsens gab, als einzige Vorbedingung für das Zustandekommen derartiger glazigener Druckäußerungen neben einer entsprechenden Eismächtigkeit das Vorhandensein eines unregelmäßig gestalteten bzw. leicht gegen die Eisbewegung ansteigenden Untergrundes. Wenig später beschäftigte sich F. WAHNSCHAFFE (1882) mit der Genese dieser Lagerungsstörungen und kam zu folgenden Hauptergebnissen:

1. Die Schichtstörungen sind als Aufpressungen des Untergrundes infolge des einseitigen Belastungsdruckes vor dem Inlandeisrand sowie durch dessen Bewegungen zu deuten.

² Zum Beispiel bei L. v. BUCH und G. H. O. VOLGER.

2. Das stets zu beobachtende Abklingen der Störungsintensität mit zunehmender Tiefe ist mit der Annahme endogen-tektonischer Vorgänge nicht vereinbar.

Mit diesen Feststellungen haben H. CREDNER und F. WAHNSCHAFFE die grundlegenden Hinweise zur Deutung des glazigenen Stauchungsmechanismus gegeben, die später von zahlreichen Autoren (gelegentlich auch leider ohne Zitat der Urheber) wiederholt worden sind und auch heute noch grundsätzlich anerkannt werden müssen.

Gleichzeitig mit der Anerkennung der glazigenen Theorie der Lagerungsstörungen begannen die z. T. recht heftigen Diskussionen um die Genesis der Endmoränen. A. PENCK (1879 b) unterschied entsprechend seinen Beobachtungen in Norwegen zwischen den aus dem Gletscherschutt der Oberflächenmoräne bestehenden Endmoränen und den aus Untergrund- bzw. Vorlandmaterial aufgebauten Stauwällen. Für den letztgenannten Typ schlug G. BERENDT (1881) den Namen Staumoränen vor und rechnete zu diesen auch die als Durchragungszonen³ bezeichneten Endmoränenzüge Norddeutschlands. Von diesen Durchragungen unterschied man die sog. Geschiebestreifen, d. h. geschiebereiche Moränen aufschüttungen. Im Verlaufe der geologischen Aufnahmearbeiten in Norddeutschland wies E. GEINITZ darauf hin, daß Geschiebestreifen und Durchragungen häufig mit den „Faltungszonen des Flözgebirges“ zusammenfallen, und vermutete, daß die großen Endmoränen des norddeutschen Flachlandes ausschließlich Aufschüttungsmoränen (Geschiebestreifen) auf den herzynisch streichenden Falten des Untergrundes seien. Demgegenüber zeigte H. SCHRÖDER (1888) in einer sehr sorgfältigen Analyse mehrerer Durchragungszüge in der Uckermark, daß, gemäß den von F. WAHNSCHAFFE (1882) gegebenen Vorstellungen, sowohl die Durchragungen als auch die Endmoränen und wahrscheinlich auch die sog. „Falten“ das Ergebnis von Aufpressungen vor dem Eisrand während eines Gletscherstillstandes bzw. -rückganges, d. h. Staumoränen im Sinne von G. BERENDT, wären. Aufschüttungsvorgänge sollten demgegenüber an der Bildung der großen Endmoränenzüge nur untergeordnet beteiligt gewesen sein. Damit war ein Zusammenhang zwischen der Genesis der Untergrundstörungen und der Bildung der morphologisch hervortretenden Endmoränen gefunden worden, der auch heute noch grundsätzlich zu vertreten ist – allerdings unter Betonung der Bedeutung der Eisvorstöße für die Entstehung der Stauchungen (vgl. 2.31).

Zu Beginn des 20. Jahrhunderts herrschte über die glazigene Natur der meist nur eng begrenzten und oberflächennahen Kleinstörungen im „Diluvium“ und Tertiär allgemein weitgehende Übereinstimmung.⁴ Nun wurden aber im Verlaufe der geologischen Kartierungsarbeiten und vor allem bei der raschen Entwicklung des Braunkohlenbergbaues im mittel- und norddeutschen Raum zahl-

³ Durchragungszonen: Gebiete, in denen die Ablagerungen des „unteren Diluviums“ infolge glazigener Druckwirkungen die Bildungen des „jüngeren Diluviums“ durchdrungen haben und jetzt neben diesen an der Erdoberfläche liegen.

⁴ Von den wenigen abweichenden Anschauungen sei nur die von F. ETZOLD (1912) erwähnt, der die glazigene Natur der von ihm beschriebenen und abgebildeten „klassischen“ Stauchungen in der Braunkohle von Borna-Gnandorf ablehnte, ohne jedoch eine bessere Erklärung für diese Formen geben zu können.

reiche Gebiete mit großräumigen Lagerungsstörungen der pleistozänen und tertiären Sedimente genauer untersucht und z. T. neu festgestellt, bei denen sich die Deformationen in der Horizontalen über mehrere Quadratkilometer und in der Vertikalen bis zu Teufen von über 150 m erstreckten. Die Mehrzahl der Bearbeiter dieser Störungsgebiete schloß sich der glazigenen Deutung an, z. B. E. MEYER (1909) für das Gebiet um Straach am Südrand des Flämings, TH. SCHMIERER (1910) für den Raum um Leitzkau (allerdings unter der Annahme, daß die dort vorhandenen Septarientonfalten durch das zurückweichende Eis aufgepreßt worden seien), P. RUSSWURM (1909) für die Flözstauchungen bei Drebkau, K. PRIEMEL (1907) u. a. für die Flözstörungen im Gebiet Muskau—Weißwasser und G. SCHULZ (1929) für die großen Falten und Schuppen im Raum ostwärts der Oder zwischen Drossen (Ošno Lubuskie) und Schwiebus (Świebodzin). Es ist nicht verwunderlich, daß vor allem in Hinblick auf die sich an einzelnen Stellen bis unter 0 m NN erstreckende Tiefe dieser Störungen auch gelegentlich eine maßgebliche Beteiligung tektonischer Vorgänge gefordert wurde. So hat O. v. LINSTOW in den Erläuterungen zu Blatt Drossen (1905) die gleichmäßige, damals bis 50 m Teufe festgestellte Faltung der dortigen miozänen Braunkohlenflöze als Ergebnis tektonischer Dislokationen angesehen. Erst später wurde die glazigene Natur dieser Falten durch tiefere Bohrungen usw. erkannt. K. KEILHACK (1907, 1927) vertrat lange Zeit die Auffassung, daß zwar die im Lausitzer Grenzwall im Bereich von Endmoränen auftretenden Großstörungen, wie z. B. bei Drebkau und Muskau, glazigene Stauchungswirkungen wären, jedoch für die Entstehung der Großfalten von Guben (K. KEILHACK, 1920 a) und der Faltenzüge am Südrand des Flämings, im Gebiet Freienwalde—Frankfurt/Oder—Finckenheerd sowie ostwärts der Oder jungpleistozäne tektonische Bewegungen angenommen werden müßten. Als extremster Vertreter der tektonischen Auffassung ist E. ZACHE (z. B. 1909) anzusehen, der sowohl die morphologischen Großformen Norddeutschlands als auch sämtliche Lagerungsstörungen durch tektonische Bewegungen erklären möchte. Ähnliche Gedankengänge hat mehrfach auch F. SOLGER (z. B. 1935 a, b) geäußert und noch zu dieser Zeit für die Entstehung des Muskauer Faltenbogens tektonische Vorgänge verantwortlich machen wollen. Die Beweisführung reichte jedoch weder bei E. ZACHE noch bei F. SOLGER zur Anerkennung ihrer Schlußfolgerungen aus.

Im Zusammenhang mit den durch den Bergbau und bei geologischen Aufnahmearbeiten bekannt gewordenen großräumigen Deformationen sind auch die natürlichen Aufschlüsse von größeren Lagerungsstörungen im Küstenbereich der Ostsee zu erwähnen. Die in den pleistozänen Ablagerungen an der Steilküste der Stoltera, am Klützer Ort und auf dem Fischland zu beobachtenden Deformationen sind schon von E. GEINITZ (1907) als glazigene Stauchungen angesprochen worden. Dagegen standen sich im Hinblick auf die Entstehung der „klassischen“ Störungen zwischen der obersenenen Schreibkreide und den pleistozänen Sedimenten von Jasmund auf Rügen die tektonische Auffassung — u. a. durch v. KOENEN, H. CREDNER, F. WAHNSCHAFFE, K. KEILHACK und besonders O. JAEKEL (1917) vertreten — und die glazigene Deutung von F. JOHNSTRUP,

G. BERENDT, E. PHILIPPI (1906) u. a. unversöhnlich gegenüber. Nach den in neuerer Zeit durchgeführten Arbeiten von K. GRIPP (1947 a, 1949, 1955), R. BRINKMANN (1953), K. v. BÜLOW (1955) und A. LUDWIG (1955) ist jedoch an der glazigenen Natur dieser Deformationen nicht mehr zu zweifeln.⁵

Wesentlichen Anteil an der allgemeinen Anerkennung der glazigenen Deutung der Großstörungen hatten die hervorragenden glaziologischen und glazialgeologischen Untersuchungen von K. GRIPP (1927, 1929) und E. M. TODTMANN (1932 a) in den Randgebieten der Gletscher Spitzbergens. Es konnten hier vor verschiedenen Gletschern rezente bzw. subrezente Stauchungen des Untergrundes festgestellt werden, die erheblich ausgedehnter und mächtiger als die von A. PENCK in Norwegen beobachteten waren. Die genannten Vff. wiesen u. a. nach, daß die von vorstoßenden Gletschern in Gebieten mit Lockerablagerungen gebildeten Endmoränen nahezu immer vom Typ der Stauchmoränen sind, in denen der meist gefrorene Untergrund des als Widerlager wirkenden Eisvorlandes in mehr oder weniger parallelen Wällen mit Faltung und Fältelung der beteiligten Schichten zusammengeschieben oder schuppenförmig übereinander gestapelt worden ist. Aufschüttungsmoränen sind hier von untergeordneter Bedeutung und bilden meist nur sehr geringmächtige, morphologisch wenig hervortretende Wälle. Die von den genannten Autoren in den Stauchmoränen beobachteten Lagerungsstörungen waren genau von der gleichen Art, wie die in den pleistozänen und tertiären Ablagerungen Nord- und Mitteldeutschlands auftretenden (vgl. 2.4). Durch diese, in späterer Zeit auch aus Island und Grönland wiederholt bestätigten Feststellungen war aktuogeologisch der Nachweis erbracht worden, daß Stauchungs- und Aufstapelungsvorgängen in den Eisrandgebieten eine hervorragende geologische und morphologische Bedeutung zukommt. Die GRIPPSchen Beobachtungen wurden daher in der Folgezeit von zahlreichen Autoren mit Recht als rezente Vergleichsobjekte zur Deutung der pleistozänen Erscheinungen in Norddeutschland herangezogen. Es sei dabei nur auf das bekannte Bild der Stauchmoränenwälle des Ushergletschers in Spitzbergen als verkleinertes Analogon des Muskauer Faltenbogens hingewiesen (Tafel 30/5).

Gleichzeitig mit den durch regionale Untersuchungen ständig anwachsenden Erkenntnissen über Formen und Verbreitung der Lagerungsstörungen im Pleistozän und Tertiär Mittel- und Norddeutschlands sowie mit der zunehmenden Festigung der Auffassung über die glazigene Entstehung der Deformationen wurde auch in stärkerem Umfange versucht, den Mechanismus dieser Deformationen und die für ihre Genese notwendigen äußeren Bedingungen zu klären. So ist z. B. schon frühzeitig auf das teilweise plastische Verhalten einzelner Schichten beim Stauchungsvorgang, die Notwendigkeit des Vorhandenseins von Abscherungshorizonten im Untergrund und auf die Bedeutung der eiszeitlichen Bodengefrorenis hingewiesen worden (B. DAMMER 1927, W. WOLFF 1927 u. a.). — Der englische Geologe G. SLATER (1926, 1927, 1930 u. a.) versuchte z. B. die Lagerungsstörungen auf Rügen, am Lönstrup Klint und viele andere als in gla-

⁵ Die Lagerungsstörungen auf Rügen werden in der vorliegenden Arbeit nicht näher erörtert, sondern nur allgemein zu Vergleichszwecken herangezogen. Für Einzelfragen sei auf die sorgfältige Spezialuntersuchung von A. LUDWIG (1955) hingewiesen.

ziale, die Bewegungsvorgänge der in den unteren Teilen des Inlandeises eingefrorenen Grundmoräne widerspiegelnde Bildungen zu deuten. Obwohl diese Auffassung in Hinblick auf die Großstörungen allgemein als verfehlt angesehen werden muß, ist der Bewegungsmechanismus des Eises für die Entstehung gewisser Kleinstörungen zweifellos von Bedeutung. Die strukturellen Untersuchungen von K. RICHTER (1929 a, 1930) an Geschiebemergeln und die durch K. v. BÜLOW wiederholt hervorgehobenen schuppenförmigen Lagerungsverhältnisse, besonders innerhalb von Endmoränen, haben die Mitwirkung der Bewegungsvorgänge des Eises bei der Genese dieser Deformationen bestätigt. — Die bisher beste allgemeine Analyse des Stauchungs- bzw. Störungsvorganges hat O. ROETHE (1932) gegeben. In dieser noch des öfteren zu erwähnenden Arbeit wurden sowohl die Vorbedingungen für die Entstehung der Störungen und die Bedeutung der Eisbewegung als auch das unterschiedliche Verhalten der Lockergesteine unter den Einwirkungen des Eisdruckes und der Schubkräfte kurz behandelt. Während O. ROETHE das Vorhandensein einer tiefgründigen Gefrorenis für entbehrlich hält, befürwortet er nachdrücklich die Mitwirkung von Massenwanderungen in den unter der Eislast mehr oder weniger plastischen Schichten des Untergrundes. Der letztgenannten Anschauung hat sich u. a. auch F. BERGER (1937) in seiner umfassenden Bearbeitung der Stauchmoränen Schlesiens angeschlossen, und man wird heute nicht fehlgehen, den Plastizitätsverhältnissen eine wesentliche Bedeutung bei den Stauch- und Störungsvorgängen beizumessen.

Bei diesen Diskussionen über die Ursachen der Lagerungsstörungen tauchte schon frühzeitig eine Frage auf, die sich schnell zu einem Kernpunkt des gesamten Problems entwickelte: Ist für das Zustandekommen der Störungen das Vorhandensein eines stauenden, die Eisbewegung hemmenden Hindernisses erforderlich? Die bereits von H. CREDNER erhobene Forderung nach einem derartigen Hindernis wurde erneut u. a. von K. PRIEMEL (1907) zur Deutung des Muskauer Faltenbogens, G. SCHULZ (1929) im Zusammenhang mit den Faltenzügen in der Braunkohle ostwärts der Oder und W. CZAJKA (1931) zur Erklärung der Stauchungserscheinungen im Bereich des Schlesischen Landrückens vorgebracht. Die Bildung der Hindernisse im Untergrund sollte vor allem durch tektonische Krustenbewegungen in der letzten bzw. vorletzten Interglazialzeit erfolgt sein. In neuerer Zeit hat besonders K. v. BÜLOW (u. a. 1955) auf die Möglichkeit eines Zusammenhanges zwischen den in Norddeutschland häufig zu beobachtenden Schuppenstrukturen und jungen tektonischen Bewegungen des Untergrundes hingewiesen. Gegen diese Gedankengänge wurde mehrfach (u. a. von W. FRIES 1933, F. ILLNER jun. 1933) hervorgehoben, daß nach den Gletscherstudien K. GRIPPS kein besonderes Hindernis zur Auslösung des Stauchungsmechanismus vorhanden zu sein braucht. Das tiefgründig gefrorene Gletschervorland, Aufschüttungsmoränen oder statische Aufpressungen vor dem Eisrand sollen nach diesen Autoren eine so starke Behinderung der weiteren Gletscherbewegung verursachen, daß keine zusätzlichen tektonischen Hindernisse zur Entstehung von Lagerungsstörungen im Untergrund erforderlich sind. Andererseits läßt sich durch Laboratoriumsversuche und auch schon durch einfache Über-

legungen leicht zeigen, daß durch Hindernisse im Untergrund durchaus Stauchungen ausgelöst werden können. An mehreren Stellen Nord- und Mitteldeutschlands konnte auch in neuerer Zeit ein derartiger Zusammenhang zwischen Lagerungsstörungen und Aufragungen fester Gesteine aus dem Untergrund nachgewiesen werden. — Wegen der großen Bedeutung, die dieses Problem der Hinderniswirkungen vor allem in Hinblick auf evtl. pleistozäne Krustenbewegungen hat, ist darauf später noch näher einzugehen.

In den letzten 20 Jahren konzentrierten sich die Untersuchungen auf dem Gebiet der glazigenen Lagerungsstörungen im wesentlichen auf drei Fragenkomplexe:

1. Genesis der vorwiegend jungpleistozänen, morphologisch hervortretenden Stauchendmoränen Norddeutschlands; K. v. BÜLOW (1939 b, 1955), W. CARLÉ (1938), K. GRIPP (1938, 1941, 1942, 1955), G. SEIFERT (1954) u. a.
2. Entstehung der Lagerungsstörungen auf Jasmund (Rügen) — vgl. die auf Seite 14/15 genannten Autoren und Arbeiten.
3. Bearbeitung der Flözdeformationen in Einzelgebieten, z. B. in der Endmoräne von Plessa bei Elsterwerda (F. ISSEL 1951), bei Berzdorf a. d. Eigen (E. GROBA 1953), in Profen bei Zeitz (O. WAGENBRETH 1955) und im Grubenfeld Golpa (R. HUNGER — A. SEICHTER 1955).

Überblickt man abschließend die zu dem Gesamtproblem vorliegende Literatur, so ergibt sich, daß vor allem ein umfangreiches, sehr wertvolles Beobachtungsmaterial vorhanden ist. Eine allgemeine zusammenfassende Auswertung desselben ist in neuer Zeit nur für die jungpleistozänen Stauchendmoränen (K. GRIPP, K. v. BÜLOW) erfolgt. Die genannte Bearbeitung der Flözdeformationen durch O. ROETHE ist regional zu engspannig, berücksichtigt nicht alle bei dem Störungsvorgang mitwirkenden Faktoren und muß, entsprechend dem Fortschritt der wissenschaftlichen Erkenntnisse, erweitert und ausgebaut werden.

2 Charakterisierung und allgemeine Betrachtungen über die wichtigsten glazigenen Lagerungsstörungen

Die Behandlung des glazigenen Störungsmechanismus muß genau wie eine regional-tektonische Analyse von den vorhandenen Störungsformen ausgehen, da diese — als Auswirkungen der Störungsvorgänge — Zeugnis über die Art der Gesteinsbeanspruchung und die stattgefundenen Bewegungen ablegen. Im Folgenden sollen daher zunächst die wichtigsten Merkmale der verschiedenen in Nord- und Mitteldeutschland vorkommenden Lagerungsstörungen nach eigenen Beobachtungen und den in der Literatur mitgeteilten Störungsbildern zusammengestellt und erläutert werden. Dabei sind nach dem allgemeinen Erscheinungsbild drei große Formenkompexe zu unterscheiden, die jeweils wieder in mehrere Formengruppen untergliedert werden können:

- a) die ausschließlich in Aufschlüssen sicher erkennbaren Störungen der Lagerungsverhältnisse von Einzelschichten und Schichtverbänden (Schichtstörungen i. e. S.),
- b) die allochthonen glazigenen Gesteinsschollen als Störungen der normalen Schichtenfolge,
- c) die im Inneren aus Formen des ersten Komplexes aufgebauten morphologisch an der Erdoberfläche hervortretenden Deformationen (Endmoränen, Oser, Jeser).

Neben diesen drei Komplexen müssen zum aktuogeologischen Vergleich die wesentlichsten in den Gletschergebieten der Gegenwart beobachteten Störungsformen kurz dargestellt und einige allgemeine Betrachtungen über glazigene, endogen-tektonische und andere Störungsformen angeschlossen werden.

2.1 STÖRUNG DER LAGERUNGSVERHÄLTNISSE VON EINZELSCHICHTEN UND SCHICHTVERBÄNDEN⁶

Die Formen der glazigenen Deformationen entsprechen grundsätzlich den aus der endogenen Tektonik bekannten, wobei jedoch — wegen der Vorherrschaft von Druck- und Schubkräften — im Beanspruchungsplan der glazigenen Störungen nahezu ausschließlich Einengungsformen, d. h. Falten, Überschiebungen und Schuppenstrukturen vorkommen. Außerdem erreichen die endogen-tektonischen Störungen verständlicherweise erheblich größere Dimensionen als die glazigenen. Es erscheint jedoch zweckmäßig, auch bei den glazigenen Strukturen eine Unterscheidung zwischen den die Lagerungsverhältnisse größerer Gebiete charakterisierenden und bis in (relativ) größere Teufen reichenden Großformen (entsprechend der Großtektonik) und den im einzelnen zu beobachtenden Kleinformen (Kleintektonik) vorzunehmen.

⁶ Die Untergliederung entspricht zwangsläufig z. T. der von G. SCHULZ (1929) und O. ROETHE (1932) angewendeten Formengliederung für die Flözdeformationen in Brandenburg und den östlich angrenzenden Gebieten. — Um Wiederholungen zu vermeiden, sollen im Folgenden die Störungsformen nur kurz mit den wesentlichsten Kennzeichen besprochen werden.

2.11

Großformen

Es handelt sich um den oberflächennahen Bau größerer Gebiete bestimmende, bis zu Teufen von über 30 bis 50 m reichende, im allgemeinen regional bestimmte Streichrichtungen bevorzugende Deformationen von Schichtverbänden; Vorkommen vor allem im Bereich größerer Eisrandlagen.

Großfalten — nur gelegentlich einzeln auftretende, meist in parallelen, z. T. mehrere Kilometer langen Strängen oder in konzentrischen Bögen (Beilage 9) angeordnete, aufrechte oder schiefe Falten; Breite der Faltenmulden allgemein erheblich größer als die der Faltensättel (Auftreten von Breitmulden und Schmalsätteln (Beilage 1); Abstand der Sattelachsen meist über 50 bis 100 m, oftmals Zusammenlaufen von benachbarten Mulden oder Sätteln im Streichen der Störungen, Tiefenreichweite z. T. bis über 150 m nachgewiesen; Vergenz der Großfalten — soweit dem Verfasser aus Natur und Literatur bekannt geworden — ausschließlich in Richtung des die Deformation verursachenden Eisdruckes bzw. -schubes; innerhalb der Großfalten oftmals intensive disharmonische Faltung und Fältelung der verschiedenen beteiligten Schichten (vgl. zu „Großfalten“: Tafeln 1/1–5, 3/1, 4/6, 5/1–3, 7/7, 8, 8/1, 2, 7, 13/2, 16/1, 18/1–3); Sattelköpfe sehr häufig mehr oder weniger tiefreichend erodiert (Tafeln 1/1, 7/7, 8, 16/1, 3, 18/2, 3) und der gesamte gestörte Schichtverband durch glazigene oder Schmelzwasserablagerungen diskordant überdeckt (Tafeln 9/1–3, 18/3, 6); Faltenende im Streichen niemals durch plötzlichen Abbruch (außer bei nachträglicher Erosion), sondern stets durch allmähliches Abflachen bzw. Einschieben der Sattelachse in die Tiefe. — Bei steilen Großfalten aus plastisch reagierenden Ablagerungen (Tone, Letten, Braunkohle) in ein starreres Deckgebirge (Sande) kann zuweilen im oberen, stark eingeebneten Teil des Faltensattels ein Ausweichen des Materials nach unten bzw. eine sekundäre Einmuldung innerhalb des Sattels beobachtet werden (siehe „Muldenstellung“ der Kleinfalten auf Tafel 16/3 sowie die „Einfaltungen“ auf den Tafeln 15/1, 2 und 16/3, 4).

*Beispiele:*⁷ Faltengebiet von Leitzkau–Loburg (TH. SCHMIERER 1910), Südrand des Flämings zwischen Straach und Wittenberg mit etwa 25 WSW-ENE streichenden Sätteln auf rund 7,5 km Entfernung (E. MEYER 1909), Braunkohlengebiet ostwärts der Oder (G. SCHULZ 1929, O. ROETHE 1930), Grubenfeld südlich Drebkau (P. RUSSWURM 1909), Gebiet Frankfurt/Oder–Finkenheerd (Tafel 18/1), Stauchmoräne von Guben (K. KEILHACK (1920 a), Braunkohlenwerk Plessa bei Elsterwerda (Beilage 6), Grubenfeld Berzdorf a. d. Eigen (Tafel 1/1–5), Muskauer Faltenbogen (Tafel 8/1, 2, 7), Jasmund/Rügen (Tafel 26/7).

Großschuppen — überwiegend aus Faltenüberschiebungen (Beilage 2) unter Verdrückung des Liegendschenkels hervorgegangene Auf- oder möglicherweise auch Unterschiebungen (A. LUDWIG 1955) größerer Schichtenfolgen; Auftreten meist in mehrfacher Wiederholung hintereinander mit gebietsweise stets gleichgerichtetem Einfallen (gegen die Richtung der Eisbewegung!) der Schup-

⁷ Es sei bemerkt, daß stets mehrere Störungsformen miteinander vergesellschaftet vorkommen, so daß man in den jeweils als Beispiel angeführten Gebieten neben der behandelten Formengruppe meist auch noch andere beobachten kann.

pen; durch dachziegelartige Aufstapelung der Einzelschuppen entstehen sog. Stapelmoränen (K. v. BÜLOW) — die von K. LEMCKE (1949) zur Erklärung der von ihm beschriebenen Stapelmoräne bei Wittenburg in Mecklenburg geforderte „Unterstapelung“ dürfte mechanisch kaum denkbar sein —; mit zunehmender Teufe mehr oder weniger rasches Abflachen der gegen die Richtung des Eisdruckes einfallenden Schubflächen; Schubweiten von mehr als 100 m sicher festgestellt (im Bereich der Mulde Helene in Brieskow—Finkenheerd fast 150 m, vgl. Beilagen 4, 5); an den Schubflächen bei Tonen, Letten o. ä. oftmals typische Harnischbildungen mit Striemung zu beobachten (Tafel 7/3, 4); Vorkommen (nach K. v. BÜLOW 1955) besonders im Bereich größerer Eisrandlagen sowie in Regionen mit „aktivem präglazialen Sockel“, d. h. vor tektonisch jungen Hindernissen im Untergrund.

Beispiele: Muskauer Faltenbogen (Beilage 2), Gebiet Frankfurt/Oder—Finkenheerd (Tafel 18/1, 2, 4, 5; Beilagen 4, 5), Raum Gräfenhainichen—Schmieberg (O. v. LINSTOW 1912 a), Jasmund auf Rügen (R. BRINKMANN 1953, K. v. BÜLOW 1955, A. LUDWIG 1955; vgl. auch Tafel 27/2), Möens Klint (V. HINTZE 1937), Lønstrup Klint (A. JESSEN 1931), Morsumkliff auf Sylt (Tafel 26/1, 2).

Übergangsformen. Zwischen den Großfalten und Großschuppen können, da es sich um genetisch gleichartige, nur durch verschiedene Intensität des Störungsvorganges und veränderte Reaktion des Schichtverbandes unterschiedene Formen handelt, praktisch alle Stadien des Überganges von der einen zur anderen Form vorkommen. Leider sind derartige Zwischenformen infolge nachträglicher Erosionswirkungen, unzureichender Aufschlußverhältnisse oder nicht genügend tiefreichender Bohrungen nur verhältnismäßig selten mit Sicherheit festzustellen.

Beispiele für diese Formengruppe bieten besonders der Muskauer Faltenbogen und das Braunkohlenrevier bei Finkenheerd (siehe Beilagen 4, 5). Daneben wurden große Überschiebungsfalten u. a. bei Müncheberg (M. TORNOW 1909) und im Gebiet ostwärts der Oder (G. SCHULZ 1929) beobachtet.

2.12

Kleinformen

Es sind entweder innerhalb von Großformen auftretende Deformationen einzelner Schichten bzw. Schichtfolgen (Spezialstörungen) oder selbständig vorkommende, jedoch auf kleinere Gebiete beschränkte und nur selten 20 bis 30 m Teufe erreichende Störungen von Schichtenfolgen geringerer Mächtigkeit.

Falten: verschieden gestaltete, mehr oder weniger gleichmäßige Verfaltungen von einzelnen Schichten oder kleineren Schichtverbänden; Vorkommen von flachen Aufwölbungen (Tafeln 5/4, 7/6, 22/1, 2, 26/3), aufrechten, schiefen überkippten und liegenden Falten (z. B. Tafeln 13/1, 22/3, 4, 5, 24/1—3, 5), teilweise auch von Formen, die als Koffer-, Fächer- oder Isoklinalfalten zu bezeichnen sind (z. B. Tafel 14/1, 4, 5); Vergenz der Falten normalerweise in Richtung der Eisbewegung, gelegentlich aber auch entgegengesetzt gerichtet (Antivergenz, z. B. Tafeln 15/1, 2, 16/8); bei einfacher Faltung Abstand der Sattelachsen in der Größenordnung von 1 m bis zu mehreren 10 m; in dem sehr häufigen Falle einer

Beanspruchung petrographisch unterschiedlicher und daher mechanisch verschiedenen reagierender Schichten Auftreten von disharmonischer Faltung (Tafel 14/1, 3, 5); innerhalb der gefalteten Schichten häufig Fältelung und Knitterung.

Die Falten zeigen wohl von allen glazigenen Lagerungsstörungen die weiteste Verbreitung. Sie treten sowohl in den sandigen, kiesigen und tonigen Ablagerungen des Pleistozäns und Tertiärs als auch in der Braunkohle und in der obersten Schreiekreide auf und können als Prototyp der glazigenen Deformationen bezeichnet werden.

Bei der Mehrzahl der zu beobachtenden glazigenen Falten handelt es sich zweifellos um „Auffaltungen“ der Schichten etwa senkrecht zur Schubrichtung. Es treten jedoch gelegentlich auch andersartige Faltenformen auf, z. B.

Querfalten: quer zur allgemeinen Streichrichtung der Falten bzw. Großfalten eines Störungsgebietes verlaufende Verfaltungen. Der Verfasser konnte derartige Querstörungen nur an wenigen Stellen als lokal engbegrenzte Kleinformen nachweisen, und zwar im Gebiet des Muskauer Faltenbogens (Tafel 9/6), bei Niemeck im Fläming (Tafel 25/5), im Deckgebirge des Tagebaues Golpa IV (Tafel 20/2) und – nicht ganz eindeutig – im Gebiet zwischen Wittenberg und Straach (Tafel 25/8). Ihre Entstehung ist entweder durch lokale, kurzzeitige Veränderungen der Schubrichtung oder – wie in den genannten vier Fällen anzunehmen ist – durch ein Ausweichen des beanspruchten Materials entsprechend lokaler Konsistenzunterschiede (Plastizität) zu erklären;

Einfaltung: gelegentlich treten Faltenformen auf, die man kaum als Auffaltungen deuten kann, sondern vielmehr als Einfaltungen einer hangenden Schichtenfolge in deren Liegendes ansprechen muß. Ein typisches Beispiel dafür stellt der „Streifen 4“ am Kreidekliff nördlich Saßnitz auf Rügen dar (Tafel 26/7; vgl. hierzu A. LUDWIG 1955). Gleiche, allerdings nicht so regelmäßige Formen aus Braunkohlentagebauen zeigen die Tafeln 17/5, 6 und 23/1–3. Gelegentlich ist erkennbar, daß eine derartige Einfaltung auch eine Vorstufe bei der Entstehung einer Faltenüberschiebung sein kann (Tafeln 14/6, 15/2, 3). Allgemein erinnern diese Einfaltungen und auch die liegenden Falten (Tafeln 20/2, 25/5) an die Gleitfalten im Sinne von S. KIENOW (1953) und sind möglicherweise auch wie diese gebildet worden;

Walzen: walzenförmige Einfaltungen – meist gegen die Schubrichtung vergerend – konnten sowohl in Sanden und Kiesen als auch in Tonen des öfteren festgestellt werden (Tafeln 3/5, 6/4, 28/1, 2, 5–7). Es handelt sich dabei entweder um kleinere Schichteinrollungen (Tafel 28/5–7) oder um enge Faltenmulden mit isoklinalen Schenkeln. Sie dürfen nicht mit den durch Abtragung der Scheitelzone kleinerer Faltensättel entstehenden Formen verwechselt werden (Tafeln 5/6, 19/2);

Aufbruchsfalten: ähnliche Formen, wie sie W. SCHWAN (1958) als Aufbruchsfalten beschrieben hat, scheinen auch im glazigenen Bereich aufzutreten. Es sind mehr oder weniger überkippte Falten mit langem, ausge-

dünntem Hangendschenkel und verdicktem, steilem Liegendschenkel. Beispiele dafür sind auf den Tafeln 6/1, 2, 14/2 und 24/7 dargestellt;

Schleppungen: gelegentlich können auch durch „passive“ Mitbewegungen faltenähnliche Deformationen (d. h. Biegeformen) entstehen. Man findet sie entweder an den Flanken von aus weitgehend plastisch reagierenden Ablagerungen bestehenden Faltensätteln bzw. Aufpressungen (z. B. Tafeln 2/5, 6, 21/4) oder, direkt durch die Eisbewegung verursacht, im Liegenden von Geschiebemergeln (Tafel 26/4).

Kleinfalten, Fältelung und Knitterung: vorwiegend in tonigen bis schluffigen Ablagerungen und in der Braunkohle (Tafel 2/3, 4), gelegentlich aber auch in Sanden (Tafeln 20/1, 27/7) vorkommende vielgestaltige, z. T. sehr enge (z. B. Tafel 25/1) und bei entsprechenden Schichtenfolgen disharmonische (z. B. Tafeln 14/5, 15/4) Verfaltungen (von G. SCHULZ — 1929 — summarisch als „Kleinfalten“ bezeichnet); Auftreten sowohl innerhalb von Großfalten (z. B. Tafel 16/3, 4), Großschuppen (Tafel 18/5), Falten und Aufpressungen als auch in Einzelvorkommen, z. B. an vom Eis überfahrenen oberflächennahe gelegenen Beckentonen, Sanden usw.; Vergenz der Kleinfalten meist in der Druck- bzw. Schubrichtung des Eises und gleichsinnig derjenigen der übergeordneten Faltenform, z. T. treten jedoch auch entgegengesetzte Vergenzen auf (Tafel 16/3, 4). Gelegentlich sind auch typische Zickzackfalten (Tafel 27/6)⁸ sowie Verfaltungen von Holzstämmen bzw. Aststücken in der Braunkohle zu beobachten (Tafeln 4/3, 5, 17/3).

Aufschiebungen und Schuppen: relativ wenig mächtige Sedimentpakete umfassende Aufschuppungen längs meist flach gegen die Schub-, d. h. Bewegungsrichtung des Eises einfallender und nur selten über 10 bis 20 m Tiefe reichender Über- bzw. Aufschiebungsflächen (z. B. Tafel 4/1); Vorkommen besonders in den „Stapelmoränen“ Norddeutschlands (vgl. K. v. BÜLOW 1937, 1955), aber auch im Deckgebirge der Braunkohle sowie im Flöz selbst; gelegentlich offenbar an das Vorhandensein von Hindernissen gebunden.

Bei den Aufschiebungen und -schuppungen sind zwei Typen zu unterscheiden: „aktive“ Aufschiebungen, die direkt durch die Schubwirkung des Eises entstanden sind und deren Schubflächen stets gegen die Bewegungsrichtung des Eises einfallen (z. B. Tafel 16/3, 5–7), und „passive“ Aufschiebungen, die bei Aufaltungen oder Aufpressungen plastisch reagierender Ablagerungen (Kohle, Ton) in deren relativ starr reagierender Umgebung (Sande!) sekundär durch Mitschleppungen gebildet wurden und deren Bewegungsflächen dementsprechend auch in der Schubrichtung des Eises einfallen können (Tafel 27/5).

Genau wie bei den Großformen kommen auch bei den Kleinformen Übergänge zwischen Falten und Aufschiebungen (kleine Überschiebungsfalten mit mehr oder weniger stark verdrücktem Liegendschenkel; Tafeln 4/7, 14/6, 24/6, 27/4, 28/3) vor.

⁸ Bilder von Zickzackfalten veröffentlichten z. B. F. ETZOLD (1912) aus der Braunkohle des Bornaer Reviers und A. LUDWIG (1955) von Rügen.

Weitere Beispiele: Schuppenbau in tertiären Quarzsanden an einem Flözsattel im Bereich der Plessaer Endmoräne (Tafel 16/3, 5–7); kleine Aufschiebungen im Deckgebirge des Tagebaues Golpa IV (Tafel 20/5, 8); Faltenüberschiebungen in tertiären Kohlensanden und -letten vor Flözsätteln (Tafeln 4/7, 14/6), in der Schreiekreide von Rügen (Tafel 26/5, 6) und in pleistozänen Ablagerungen (Tafeln 27/4, 28/3)⁹.

In Zusammenhang mit diesen „Kleinschuppen“ ist noch besonders die in den jungpleistozänen Grundmoränengebieten Norddeutschlands des öfteren zu beobachtende Verschuppung von Geschiebemergeln und -sandn zu erwähnen (K. v. BÜLOW 1937). Diese Kleinformen entsprechen völlig den Großschuppen, und man wird daher für beide auch gleiche Entstehungsbedingungen ansetzen müssen. Andererseits muß man unbedingt derartige Kleinschuppen bzw. Aufstapelungen von dem oftmals ebenfalls schuppig erscheinenden Gefüge des Geschiebemergels unterscheiden, bei dem es sich um das normale Abbild der durch die Bewegungsvorgänge des Eises verursachten Textur der Grundmoräne des Inlandeises handelt (Scherflächengefüge).

Abschiebungen und Verwerfungen: Da es sich bei den Einwirkungen des Inlandeises auf den Untergrund im wesentlichen um Pressungsvorgänge handelt, ist zu erwarten, daß Zerrungsformen nur selten vorkommen. Sie konnten nur dort entstehen, wo in dem glazigen Beanspruchungsplan des Untergrundes lokal Zugspannungen auftraten (Tafel 6/3). Es wurden vom Verfasser Verwerfungen bzw. Abschiebungen im Bereich glazigener Deformationen nur vereinzelt und ausschließlich als Kleinformen beobachtet, z. B. in den Schenkeln der steilen Bändertonfalten von Niemeck (Tafel 24/2, 3) mit Übergang zu boudinagenähnlichen Strukturen (Tafel 24/4) und im „Druckschatten“ eines großen Flözsattels im Tagebau Plessa (Tafel 15/6, 7).^{10 11} Bei dem letztgenannten Bild (Tafel 15/7) erkennt man in der Mitte und rechts je eine Abschiebung (Zerrung), die nachträglich nochmals durch eine Pressung überprägt worden sind („überpreßte Zerrungen“). Eine interessante Zerrungserscheinung zeigt auch Tafel 28/1 aus der Tongrube der Ziegelei Neukalen (Mecklenburg) am Nordrand der bis + 125 m NN ansteigenden Stauchmoräne des Franzensberges. Man erkennt eine Abscherung des hangenden Schenkels einer aus Feinsanden bestehenden liegenden Faltenmulde (innerhalb toniger Beckenablagerungen). Es handelt sich hierbei um den Muldenkern einer liegenden, etwa nach S vergierenden Falte. Bei einer weiteren Druckbeanspruchung von N mußte die bereits gefaltete, relativ starre Feinsandschicht infolge Zerrung im hangenden Muldenschenkel vom Muldentiefsten abreißen, und es liegt hier jetzt eine Vorstufe innerhalb der Entwicklung einer Faltenüberschiebung mit verdrücktem Liegendschenkel vor.

Glazigene Bruchstörungen sind auch an den in der Braunkohle eingelagerten Xyliten zu beobachten. Es konnten hier sowohl Aufschiebungen, z. T. genetisch als Unterschiebungen (Tafel 9/7) zu bezeichnen, als auch Abschiebungen (Tafel 12/1, 2) beobachtet werden.

⁹ K. KEILHACK (1921/1922, 1938) hat derartige Aufschuppungen auch aus dem Lausitzer Oberflöz der früheren Tagebaue Berta und Anna-Mathilde Süd beschrieben und 1921 noch tektonisch gedeutet.

¹⁰ Eine Erläuterung dieser Verhältnisse erfolgt im Rahmen der regionalen Analyse der Lagerungsverhältnisse im Bereich von Plessa.

¹¹ Vgl. auch die Beobachtungen von O. WAGENBRETH (1955, Bilder 14 und 15) im Tagebau Profen.

Aufpressungen: schmale, steil aus dem Untergrund in die hangenden Ablagerungen aufragende, aus Tonen, tonigen Ablagerungen (z. B. Geschiebemergel) oder Braunkohle bestehende Rücken mit z. T. intensiver Fältelung im Innern und oftmals mit deutlichen Schleppungserscheinungen in den randlich angrenzenden Schichten; Höhe dieser aufgepreßten Rücken vielfach über 5 m, z. T. bis 20 m; Breite wechselnd; Längserstreckung in der Größenordnung 10 m bis 100 m, gelegentlich ist ein Zusammenlaufen mehrerer Rücken zu beobachten (vgl. O. WAGENBRETH 1955, Bild 15); gebietsweise meist gleichgerichteter und z. T. geradliniger Verlauf; im jungpleistozänen Vereisungsgebiet Norddeutschlands gelegentlich morphologisch als Rücken hervortretend (Oser); Streichen dieser Rücken und Aufpressungen meist annähernd rechtwinklig zum Verlauf der nächstgelegenen Eisrandlage, d. h. etwa in Richtung der Eisbewegung.

Beispiele: Aufpressungsoser Norddeutschlands nach Art der u. a. von M. SCHMIDT (1900) beschriebenen Aufragungen des „unteren“ Geschiebemergels; schmale und steile Flözaufsattelungen im Zeitzer Braunkohlenrevier (Tafel 21/1, 2, 4), in den Tagebauen Berzdorf (Tafel 2/1), Golpa IV (Tafel 19/3), Pieskowitz (Tafel 4/4) und in einer Sonderform im Tagebau Etzdorf (Tafel 22/5, 6) sowie — nach den von R. GRAHMANN (1934) veröffentlichten Abbildungen — im ehemaligen Tagebau 2 von Regis-Breitingen (Tafel 21/6, 7).

Durchdringungen und Einpressungen: von K. KEILHACK (1920 b) mit „Intrusionen“ verglichene, vielgestaltige und oftmals völlig unregelmäßig geformte gegenseitige Durchdringungen ursprünglich übereinander bzw. nebeneinander liegender Schichten; zuweilen (Tafeln 28/4, 13/6) fahnen- oder flammenartiges Eindringen der Hangendschichten in das Liegende oder — besonders in Geschiebemergeln — Verwirbelung mit abgerissenen Schollen aus dem Liegenden (Tafel 17/5); Vorkommen sowohl innerhalb der verschiedenen pleistozänen und tertiären Sedimente als auch zwischen den petrographisch unterschiedlichen Ablagerungen dieser beiden Formationen; Auftreten häufig einzeln als besondere Störungsform¹², jedoch auch mit anderen Deformationsarten vergesellschaftet. — Flözstörungen dieser Art fehlen in größerem Umfange auffälligerweise oftmals in Gebieten mit Großfalten oder -schuppensystemen, treten dagegen stets sehr kräftig im Bereich von Deformationen vor Hindernissen [z. B. Sonderfeld Süd des BKW „Franz Mehring“ (Tafeln 10 und 11), Tagebau Golpa IV (Tafel 19/4–8)] in Erscheinung. Die Regellosigkeit aller dieser Bildungen ist teilweise nur durch das jeweilige Aufschluß- und Anschnittbild vorgetäuscht. Durch Analyse aller in einem Aufschluß vorhandenen Einpressungen dieser Art und bei ihrer räumlichen Verfolgung mit fortschreitendem Abbau ist es oftmals möglich, die genetischen Zusammenhänge zwischen den Einzelformen zu erkennen. So sind z. B. die komplizierten Lagerungsverhältnisse im Südfeld des BKW „Franz Mehring“ durch das Eindringen von Hangendsanden längs Abscherungsflächen und Bewegungsbahnen in das Kohlenflöz entstanden (Tafeln 10 und 11). Einpressungen von Hangendablagerungen sind, sowohl an der Rück-

¹² Vgl. die von K. KEILHACK (z. B. 1912, 1938) aus dem Lausitzer Ober- und Unterflöz veröffentlichten Störungsbilder.

seite von Flözsätteln (z. B. Tafel 19/4) als auch (z. T. in Form von Einfaltungen oder Überfaltungen) an der steilen bzw. überkippten Vorderseite (Liegendschenkel) von Flözfalten zu beobachten (z. B. Tafeln 6/5, 22/7, 8).

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß bei der Bildung größerer Deformationen – mechanisch ohne weiteres verständlich – meistens sekundäre Kleinstörungen, wie Fiederspalten, Verwirbelungen usw., entstanden sind. Im einzelnen Aufschluß ist es oftmals sehr schwierig, diese Sekundärstörungen entsprechend zu deuten. Ein großer Teil der in der Literatur erwähnten und in Aufschlüssen anzutreffenden „regellosen“ Verwirbelungen, Einpressungen usw. dürfte dieser Gruppe der an größere Deformationen (vor allem Abscherungen) gebundenen Lagerungsstörungen angehören.

2.13 Texturänderungen an glazigen beanspruchten Ablagerungen

Es handelt sich hierbei um Gefügeänderungen, die, durch den Belastungsdruck und die Schubwirkung des Inlandeises verursacht, gelegentlich an pleistozänen und älteren Ablagerungen feststellbar sind. F. WAHNSCHAFFE (1906) erwähnt, daß in Grundmoränen als Folge des Druckes der ehemals überlagernden Eismassen eine gewisse Schieferung zu beobachten wäre und beschreibt aus dem Stauchungsgebiet der Rauenschen Berge bei Fürstenwalde/Spree einen von miozänen Schichten überschobenen „älteren“ Geschiebemergel, der „durch den starken Druck eine deutliche schräg aufgepreßte Schieferung erhalten“ hat (F. WAHNSCHAFFE 1915, S. 389). Später hat auch B. DAMMER (1927) derartige Beobachtungen mitgeteilt. Ob es sich in diesen Fällen wirklich um Andeutungen einer echten (Belastungs-)Schieferung oder aber um ein durch die Bewegung des Inlandeises verursachtes Scherflächengefüge handelt, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Der Verfasser hatte bisher leider keine Gelegenheit, einen derartigen „geschieferten“ Geschiebemergel zu finden. Im Gegensatz zu diesen etwas fraglichen Befunden sind glazigene Gefügeänderungen der Braunkohle eine allgemein bekannte Erscheinung (vgl. K. KEILHACK 1921/1922, B. DAMMER 1927). Die glazigen beeinflusste, meist auch in den Lagerungsverhältnissen gestörte Braunkohle weist eine deutliche brekziöse Beschaffenheit auf (Trümmer- oder Brekzienkohle), d. h., es finden sich kantige Kohlenbrocken von etwa Erbsen- bis Kopfgröße in einer mulmigen Kohlenmasse (Tafeln 6/6, 7/5, 10/7, 8, 11/1, 21/3). Nach G. SLATER (1930) soll auch das Gefüge der obersenen Schreibkreide Rügens besonders im Bereich der glazigenen Deformationen stark verändert worden sein. Nähere Untersuchungen darüber stehen jedoch – soweit dem Verfasser bekannt – noch aus.

2.2 ALLOCHTHONE GLAZIGENE GESTEINSSCHOLLEN

Erscheinungsmäßig gehören zu dem Komplex der glazigenen Lagerungsstörungen auch die in den Ablagerungen des Pleistozäns der norddeutschen Tiefebene relativ häufig vorkommenden, in sich geschlossenen, nicht in die normale Schichtenfolge passenden Schichtpakete, die sog. Schollen.

2.21

Großschollen

Großschollen sind ortsfremde, meist aus kretazischen (Tafel 27/1) oder tertiären Ablagerungen bestehende, in pleistozäne Sedimente eingelagerte Schichtenpakete von stark wechselnder Mächtigkeit (bis über 10 m) und horizontaler Ausdehnung (etwa 10 m bis mehrere 100 m, in Einzelfällen sogar einige km); innerhalb der Schollen, aber auch vor, hinter und unter ihnen in den umgebenden autochthonen Ablagerungen sind gelegentlich Faltung und Fältelung sowie Textur- und Strukturänderungen (z. B. Zerstörung der Feuersteinbänder in obersenen Schreibkreideschollen) zu beobachten.

Beispiele (aus der Literatur): Tertiärscholle von Steinitten im Samland mit 7 bis 20 m Mächtigkeit, 4 km Länge und 2 km Breite; tertiäre Flözscholle von Tröbitz bei Liebenwerda (u. a. W. MEHNER und F. RAUPACH 1952, R. HUNGER 1953); Tritonscholle (Schreibkreide) südlich Saßnitz (Abb. u. a. bei A. LUDWIG 1955); Senonschollen von Katharinenhof und Finkenwalde bei Szczecin (F. WAHNSCHAFFE 1904); Liasscholle von Dobbertin in Mecklenburg; 16 bis 20 km² (!) große, über 200 km weit transportierte Schollen unterkarboner Schichten in rißeiszeitlichen Moränenablagerungen innerhalb der „Wälle“ von Vyshni-Volochek nordwestlich Moskau (A. J. MOSKVITIN 1938).

2.22

Kleinschollen

Dazu sind vor allem die in den jungpleistozänen Grund- und Endmoränen Norddeutschlands des öfteren, jedoch regional in recht verschiedener Häufigkeit auftretenden kleineren Fremdschollen aus kretazischen, tertiären, aber auch alt- und mittelpleistozänen Ablagerungen von geringer Mächtigkeit (maximal 1–2 m) und Ausdehnung zu zählen, deren Gesteinsmaterial stets stark texturell und strukturell verändert ist. — Als Beispiele seien die häufig in den Geschiebemergelkliffs des Klützer Winkels, der Stoltera, des Fischlandes und der Insel Rügen vorkommenden kleinen Schreibkreideschollen sowie die im Deckgebirge der Lausitzer Braunkohlenflöze gelegentlich festzustellenden kleineren Kohlen-schollen genannt.

Im Verlauf der vorliegenden Untersuchung sollen die glazigenen Schollen nicht näher behandelt werden. Es seien an dieser Stelle nur noch einige allgemeine Bemerkungen zur Definition, Genese und Unterscheidung von Schollen und Schuppen angefügt.

2.23

Allgemeine Betrachtungen

Es wurde bereits erwähnt, daß die Schollen erscheinungsmäßig durchaus in den Formenkreis der glazigenen Lagerungsstörungen gehören. In Hinblick auf ihre Entstehung bestehen jedoch zwischen ihnen und den meisten vorgenannten Formen beträchtliche Unterschiede. Während diese durch die Druck- und Schubwirkungen des Inlandeises „an Ort und Stelle“ aufgestaucht, gefaltet und deformiert wurden und daher „autochthon“ sind, wurden jene durch die Detraktion des Eises aus dem Untergrund gelöst, mit dem Eis z. T. über weite Strecken transportiert und später in einer fremden Umgebung wieder abge-

lagert, sind also in ihrer heutigen Lagerung „allochthone“ Gebilde. Allgemein wird bei der Identifizierung einer derartigen Fremdscholle als wesentlichster Punkt das Vorkommen eindeutig jüngerer Ablagerungen im Liegenden der Scholle angesehen, z. B. Auftreten von Geschiebemergel oder flintführenden Kiesen unter und über einem kretazischen oder tertiären Schichtenpaket. Dieses Erkennungsmerkmal ist jedoch nicht völlig eindeutig, denn vor allem bei den Großschuppen und größeren Aufschiebungen können sehr ähnliche Lagerungsverhältnisse auftreten. So findet man z. B. sowohl unter als auch über den aufgeschobenen Teilen der Flözschuppen im Gebiet von Finkenheerd bei Frankfurt/Oder Sande und Kiese, die auf Grund ihrer Geschiebe- und Feuersteinführung eindeutig als pleistozäne Ablagerungen zu bezeichnen sind. Diese Flözschuppen von Finkenheerd und z. T. auch anderer Gebiete könnte man daher mit einer gewissen Berechtigung auch als Schollen bezeichnen, zumal hier Schubweiten von über 100 m nachgewiesen wurden. Man findet dementsprechend in der Literatur bei der Besprechung schuppenförmiger Lagerungsverhältnisse für die abgescherten Schichtenpakete auch häufig die Bezeichnung „Schollen“.

Diese Betrachtungen zeigen, daß es erforderlich ist, den Begriff „glazigene Scholle“ („glazigen“ hier im Sinne von „eistransportiert“) schärfer zu definieren. Die letztgenannte Bezeichnung sollte nur auf Schichtenpakete angewendet werden, die aus ihrem normalen Lagerungsverband völlig abgeschert sind, über weite Strecken transportiert wurden und allseitig in einer fremden Umgebung liegen. Wenn der Begriff so bestimmt und abgegrenzt ist, wird man die Flözschuppen von Finkenheerd und anderen Gebieten nicht mehr als Schollen bezeichnen können, da sie nicht in ihrer ganzen Ausdehnung vom Untergrund abgeschoben sind, sondern die tieferen Flözteile in den Mulden normal in der tertiären Schichtenfolge liegen. Außerdem lassen in diesen Fällen die allgemeinen Lagerungsverhältnisse der tertiären Ablagerungen in der Umgebung meist eindeutig erkennen, daß es sich nur um lokale Abscherungen und Aufschiebungen ohne größeren Transport der Schichtenpakete handelt.

Allerdings sind die Lagerungsverhältnisse nicht überall so relativ gut erkennbar, wie bei den meist durch zahlreiche Bohrungen oder sogar in Tagebauaufschlüssen übersehbaren Flözdeformationen in Mitteldeutschland. Die Mehrzahl der in der Literatur erwähnten „Großschollen“ sind nur durch wenige kleine Aufschlüsse oder Einzelbohrungen bekannt und festgelegt worden. So wurde z. B. die Größe der oben genannten Tertiärscholle von Steinitten „durch 4 Bohrungen und durch Kartierung“ (zit. nach P. WOLDSTEDT 1954, S. 92) ermittelt. Für jeden Bergmann oder Geologen, der sich mit glazigen gestörten Braunkohlenfeldern beschäftigt hat, ist es aber eine bekannte Tatsache, daß der Charakter eines rund 8 km² großen Störungsgebietes durch eine so geringe Zahl von Bohrungen und eine Oberflächenkartierung im allgemeinen nicht geklärt werden kann. Um zu entscheiden, ob eine echte glazigene Scholle oder Aufschiebungen vorliegen, ist meist ein Bohrnetz von weniger als 50 m Bohrlochabstand erforderlich. Unsere Kenntnisse über die Großschollen – sofern sie nicht durch größere Aufschlüsse, wie z. B. die Tritonscholle am Kliff zwischen Saßnitz und Mukran,

oder ein engmaschiges Bohrnetz (Flözscholle von Tröbitz) eindeutig zu übersehen sind — müssen somit zunächst noch als recht unsicher bezeichnet werden.

Die Kleinschollen sind demgegenüber im allgemeinen stets als Schollen erkennbar. Ihre weite Verbreitung macht sie teilweise zu einer typischen Erscheinung im Jungpleistozän Norddeutschlands.

Die erwähnten Unsicherheiten hinsichtlich unserer gegenwärtigen Kenntnisse über die größeren Vorkommen allochthoner Schichtenpakete zeigen, daß es z. Z. leider noch verfrüht und wenig erfolgversprechend ist, eine zusammenfassende Bearbeitung der im nord- und mitteldeutschen Raum vorkommenden Schollen durchzuführen. Unser Wissen um die Untergrundverhältnisse (Bohrloch- und Aufschlußdichte!) reicht noch in keiner Weise zu einer brauchbaren Erfassung der Schollenverteilung im nördlichen Mitteleuropa aus. Daher müssen auch die diesbezüglichen Untersuchungen von G. PETERSEN (1924) und E. BECKSMANN (1931) und besonders die daraus abgeleiteten weittragenden Schlußfolgerungen über die Tektonik des Untergrundes als äußerst hypothetisch bezeichnet und zumindest zunächst noch abgelehnt werden.

2.3 MORPHOLOGISCH HERVORTRETENDE LAGERUNGSSTÖRUNGEN

Nachdem die Deformationen behandelt worden sind, welche als Störungen der normalen Schichtenfolge in geologischen Aufschlüssen und durch Bohrungen zu erkennen sind, müssen nun die sich in der Oberflächengestaltung bemerkbar machenden Druck- und Schubwirkungen des Inlandeises erläutert werden. Zu diesem Komplex der glazigenen Lagerungsstörungen sind zu rechnen: der größte Teil der Endmoränen (Stauchendmoränen), die Os- und Kamesrücken — soweit es sich um sog. Aufpressungsos- bzw. -kames handelt — und die Jeser (auch „Gieser“ genannt). Alle diese morphologischen Gebilde sind in ihrem inneren Aufbau durch Lagerungsstörungen charakterisiert, wie sie in den vorherigen Abschnitten beschrieben worden sind. Wegen der relativ leichten Zerstörbarkeit morphologischer Formen durch Erosion und Denudation ist zu erwarten, daß die gegenwärtig in Nord- und Mitteleuropa zu beobachtenden Bildungen dieser Art nahezu ausschließlich aus dem Mittel- und vor allem aus dem Jungpleistozän stammen.

2.31 Endmoränen

Nachdem O. TORELL der Inlandeistheorie zum endgültigen Durchbruch verholfen hatte, begann in Deutschland ein eifriges Studium der glazigenen Bildungen und besonders der die Randlagen der Gletscher und Inlandeismassen kennzeichnenden Endmoränen. Dabei traten zwischen den einzelnen Autoren z. T. erhebliche Diskrepanzen hinsichtlich der charakteristischen Merkmale einer derartigen Endmoräne auf. So wurde einerseits das Vorkommen von Blockpackungen oder „Geschiebestreifen“ (E. GEINITZ), andererseits das Vorhandensein von Durchragungen bzw. Stauchungen (z. B. H. SCHRÖDER) als ausschlaggebendes Kennzeichen für eine Endmoräne angesehen. Auch rein morphologische Kriterien, wie das Auftreten von langen zusammenhängenden Hügelketten (Endmoränenzüge!) sind gelegentlich herausgestellt worden. — Der Grundfehler bei allen diesen älteren Definitionen des Begriffes „Endmoräne“ ist darin zu

suchen, daß jeweils nur entweder die morphologischen oder die petrographischen Merkmale bzw. die Lagerungsverhältnisse berücksichtigt wurden. — Grundsätzlich wird man der neueren Definition von R. F. FLINT (1941) zustimmen müssen, wonach jede randliche Materialanhäufung am Ende eines Gletschers oder Inlandeises ohne Rücksicht auf Oberflächenform, inneren Aufbau und Ausdehnung als Endmoräne anzusprechen ist. Genetisch muß weiterhin — wie schon H. SCHRÖDER (1888) ausgeführt hat¹³ — zwischen den durch Stauchungen des Untergrundes gekennzeichneten Stau- oder Stauchmoränen und den erheblich seltener auftretenden Aufschüttungs-Endmoränen unterschieden werden. Diese Unterscheidung von Stau- oder Stauchendmoränen und Aufschüttungs- oder Satzendmoränen (K. GRIPP 1938) hat sich vor allem nach den Studien an den rezenten Gletschern Islands und Spitzbergens durch K. GRIPP und E. TODTMANN, P. WOLDSTEDT u. a. sowie im Verlauf der sorgfältigen Untersuchungen an den weichselglazialzeitlichen Stauchmoränen Schleswig-Holsteins allgemein durchgesetzt.

Der gesamte Fragenkomplex wurde noch kompliziert durch die Tatsache, daß im norddeutschen Raum in zahlreichen Fällen Endmoränen und Lagerungsstörungen des Untergrundes von einer Grundmoränenablagerung überdeckt sind (z. B. diskordante Überlagerung der glazigenen Deformationen auf Jasmund/Rügen durch den Geschiebemergel M 3; vgl. Tafel 26/4). Diese Grundmoränendecken veranlaßten J. KNAUER, derartige Vorkommen als nachträglich überfahrene Moränen anzusprechen und grundlegende Umstellungen in der zeitlichen Reihenfolge der jungpleistozänen Eisrandlagen zu fordern. Zu einer ähnlichen, allerdings nicht ganz so weitreichenden Schlußfolgerung kam auch F. SOLGER, der in der sogenannten Deckmoräne ebenfalls ein Zeugnis eines nochmaligen Eisvorstoßes über das betreffende Gebiet sah.¹⁴ Erst K. v. BÜLOW und K. GRIPP erkannten klar, daß die häufig diskordant über glazigen gestörten Schichtenfolgen liegenden Geschiebemergeldecken durchaus dem gleichen Eisvorstoß angehören können: Die Störung der Lagerungsverhältnisse des Untergrundes erfolgte in den meisten Fällen am Rande des vorstoßenden Inlandeises, das weiter vordringende Eis ebnete den zuvor aufgestauchten Untergrund wieder mehr oder weniger stark ein, und nach Beendigung des Vorstoßes lagerte sich beim Niedertauen des Eises die Grundmoräne diskordant auf dem gestörten Schichtenverband ab (K. v. BÜLOW). Außerdem konnten derartige Lagerungsverhältnisse auch durch Aufstauchungen des Untergrundes in einem noch mit Toteis bedeckten Gebiet infolge einer Reaktivierung der gesamten Eismasse bzw. eines erneuten Vorstoßes gegen das Toteisgebiet entstehen (Toteis-Stauchmoränen nach K. GRIPP).

Von den genannten Endmoränenarten sind in diesem Rahmen nur die Stauchmoränen kurz zu charakterisieren. Dabei können nach den Arbeiten von K. GRIPP (1941, 1942, 1954, 1955), K. v. BÜLOW (1955) und G. SEIFERT (1954) nach der Erscheinungsform und dem Entstehungsgebiet folgende Typen unterschieden werden:

Stauchmoränen i. e. S. (Beilage 10/a): im inneren Aufbau durch starke Schichtstörungen (vor allem Faltung, Fältelung und Aufschuppungen) gekennzeichnete, meist ein ausgeprägtes Relief aufweisende Hügelgruppen; entstanden durch oftmals bis zu den präquartären Ablagerungen in die Tiefe reichenden Zusammenschub des Eisvorlandes; Innenseite mit Grundmoränenmaterial bedeckt, Außenseite oft weitgehend durch Schmelzwasserablagerungen verhüllt.

¹³ In ähnlicher Weise gliederte bereits T. C. CHAMBERLIN (1894) die Moränen nach genetischen Gesichtspunkten in „lodge-, dums- und push-moraines“.

¹⁴ Es muß erwähnt werden, daß in zahlreichen Fällen die von F. SOLGER (z. B. 1935 b) als Deckmoränen bzw. Geschiebedecksande angesprochenen Bildungen nach neueren Arbeiten, z. B. von H. LEMBKE (1954) und vor allem H. SCHULZ (1956), in Wirklichkeit durch periglaziales Bodenfließen entstandene Wanderschuttdecken sind.

Allgemein ist festzustellen, daß die tiefsten (ältesten) von Eisschub betroffenen Schichten des Untergrundes an der Innenseite der Stauchmoräne, die oberen (jüngeren) dagegen an der Außenseite zutage treten (z. B. Buchheide bei Szczecin, Morsumkliff auf Sylt — nach K. GRIPP 1941).

Stirn-Stauchmoränen: an der Stirnseite eines vorstoßenden Eislobus gebildete, oftmals sichel- oder halbmondförmige, aus mehreren, jeweils einem lokalen Eisschub entsprechenden, teilweise parallelen Hügelketten bestehende Stauchendmoränen; *Beispiele*: Hüttener und Duvenstedter Berge in Holstein.

Kerb-Stauchmoränen: in der zwischen zwei vorstoßenden Eisloben vorhandenen stiel- oder schlingenförmigen Eisrandkerbe oftmals durch zweiseitigen, zangenartigen Druck gebildete, z. T. mit starker Anhäufung von grobem Moränenschutt (Blockpackungen!) verbundene Aufstauchung des Vorlandes zu entsprechend den beteiligten Eisrändern verlaufenden Hügelketten (Einzelformen vgl. K. GRIPP 1955, Abb. 3); *Beispiele*: Hessenstein und Selenter Berge in Nordholstein, Gebiet Heiligenhafen (Wagrien), Jasmund (Rügen).

Nachträglich gestauchte Endmoränen: Aufstauchung einer Satzendmoräne durch erneuten Eisvorstoß; *Beispiel*: Gebiet um den Immenberg bei Brekendorf südwestlich der Hüttener Berge (Holstein).

Stapelmoränen (nach K. v. BÜLOW): durch nahezu alleiniges Vorkommen von Schuppenstrukturen ausgezeichneter Moränentyp.

Überfahrene Stauchendmoränen: durch weiteren Eisvorstoß unmittelbar nach der Aufstauchung überfahrene und mehr oder weniger stark abgeschliffene Stauchmoräne (eine derartige „überfahrene Stirn-Stauchmoräne“ stellt nach R. KÖSTER (1958 c) das Gebiet zwischen Kap Arkona und Vitt auf Rügen dar), die dementsprechend in ihrer Gesamtheit *diskordant* von der Grundmoräne des Eisvorstoßes und evtl. von späteren Schmelzwasserablagerungen bedeckt ist (Beilage 10/b₁); durch erneuten Eisvorstoß (Beilage 10/b₂) überfahrene, ebenfalls teilweise abgeschliffene Stauchmoräne, die theoretisch zunächst an der Innenseite von den Resten der dem stauchenden Vorstoß zugehörigen Grundmoräne bedeckt sein muß. Darüber müßte dann, das gesamte Gebiet umhüllend, die Grundmoräne des jüngeren Vorstoßes (abgesehen von evtl. Schmelzwassersedimenten) liegen. In der von K. GRIPP (1942) übernommenen bildlichen Darstellung ist nicht berücksichtigt, daß die ältere Stauchmoräne auf das erneut vordringende Eis sicher als Hindernis gewirkt und damit nochmalige Deformationen der bereits gestörten Schichten einschließlich der älteren Grundmoräne verursacht hat. Es dürfte allerdings wegen der mehr oder weniger starken Abtragung durch das erneut vordringende Eis und durch Schmelzwasser nur selten möglich sein, die beiden vorgenannten Formen im Gelände genau zu trennen.

Toteis-Stauchendmoränen (Beilage 10/c): durch Reaktivierung des Inlandeises bzw. durch einen erneuten Eisvorstoß in ein noch mit Toteismassen bedecktes Gebiet entstandene Aufstauchungen des Untergrundes; sie entsprechen nach ihrer inneren Form und äußeren Gestalt den Stauchendmoränen i. e. S., sind jedoch völlig mit dem Grundmoränenmaterial des abschmelzenden Toteises be-

deckt. — Als wesentliches Merkmal wäre nach Ansicht des Verfassers noch zu fordern, daß das Toteis in die Aufstauchung und Aufschüppungen und daher Teile seiner Grundmoräne in die Lagerungsstörungen einbezogen wurden.

Toteis-Stauchansätze (nach G. SEIFERT 1954): in der überwiegend aus Geschiebemergel gebildeten „kuppigen Grundmoränenlandschaft“ auftretende flachwellige Faltung; als Stauchansätze bezeichnet, da wegen zu geringer Eismächtigkeit oder nur schwacher Schubwirkung keine stärkeren Deformationen entstehen konnten; entspricht etwa den „geringen Störungen unter gleitendem Eis“ von K. GRIPP (1955).

2.32

Oser und Kames¹⁵

Oser: vor allem in den jungpleistozänen Vereisungsgebieten auftretende, schmale (Sohlenbreite meist kleiner als 80 bis 100 m, Kronenbreite stets kleiner als 30 bis 40 m, z. T. sogar nur 1 bis 5 m!), aber langgestreckte, z. T. mehr als 10 bis 20 km lange Rücken wechselnder Höhe (Tafel 30/1, 2). Nach ihrem inneren Aufbau sind zu unterscheiden:

Aufschüttungsoser: im Querschnitt aus horizontal geschichteten Sanden und Kiesen, z. T. mit Kreuzschichtung, d. h. aus glazifluviatilen Ablagerungen, aufgebaut;

Aufpressungs- oder Kernoser: durch Einpressung von Geschiebemergel, -lehm oder Ton aus dem Liegenden gewölbeartige Deformation oder steile Aufrichtung der ursprünglich horizontal abgelagerten glazifluviatilen Ablagerungen (Tafel 30/3, 4); häufig werden derartige Kernoser randlich von grabenartigen Senken (Osgräben) begleitet.

Kames: flachere und bis über 100 m breite, meist aus zahlreichen Einzelhügeln zusammengesetzte Rücken, die zwar allgemein eine geringere Längserstreckung aufweisen als die zusammenhängenden Osrücken, aber trotzdem stets über mehrere 100 m, z. T. sogar bis einige Kilometer zu verfolgen sind; gelegentlich schwarmartiges Auftreten von kürzeren breiten Rücken, die, untereinander parallel gerichtet, staffelförmig hintereinander liegen.

Aufschüttungskames: „gewölbeartig hochgestellte und durch eine konzentrisch-schalig angeordnete Textur ausgezeichnete“ (nach G. KELLER 1952, S. 128) Hügel aus glazifluviatilen Sanden und Kiesen; Schichteneinfallen etwa parallel der äußeren Hangneigung.

Kernkames: Rücken mit einem inneren Aufbau ähnlich dem der Aufschüttungskames, jedoch mit Einpressung von Geschiebemergel, -lehm oder Ton aus dem Liegenden, wodurch teilweise noch eine zusätzliche Aufwölbung oder Aufsteilung der Sande und Kiese verursacht wurde.

2.33

Jeser

Als Jeser (gelegentlich auch Gieser genannt)¹⁶ bezeichnet man langgestreckte, teils trockene, oftmals auch von flachen Tümpeln erfüllte, kleine Täler oder mul-

¹⁵ Definitionen und Unterscheidungsmerkmale in Anlehnung an G. KELLER (1952).

¹⁶ Nach R. GRAHMANN (Erl. z. Geol. Karte v. Sachsen Nr. 73, Blatt Ostritz; 2. Auflage 1939, S. 46—47) ist die Bezeichnung „Jeser“ von dem wendischen Wort jesor = Sumpf abgeleitet.

denförmige, z. T. anmoorige Geländesenken, die nicht direkt durch eine glazigene Beeinflussung des Untergrundes entstanden sind, sondern erst später durch exogengeologische Einflüsse herausmodelliert wurden (Tafel 9/8). Sie treten ausschließlich in Gebieten starker glazigener Flözdeformationen auf und liegen stets dort, wo die Braunkohle bis in unmittelbare Nähe der heutigen Oberfläche aufgefaltet oder aufgeschuppt worden ist (Tafel 8/3). Nach R. POTONIÉ (1930) sind diese Jeser durch chemische Verwitterung der Kohle in den zu Tage austreichenden Flözköpfen oder Flözsätteln (Umwandlung der Kohle unter dem Einfluß sauerstoffhaltiger Niederschlagswässer in Kohlenhumus und Zerstörung bzw. Abtragung desselben) entstanden. Allgemein handelt es sich somit bei den Jesern um durch Sackungs- und Schrumpfungsvorgänge gebildete Geländesenken (Schrumpfungsdellen nach R. GRAHMANN). Es sei erwähnt, daß gelegentlich diese Senken bereits restlos durch humose Bodenbildungen oder Torfe ausgefüllt sind und man heute im Anschnitt über derartigen Flözköpfen oder -sätteln nur noch Mächtigkeitszunahmen der obersten Schichten des Deckgebirges bzw. der Bodenzone feststellen kann.

Vorkommen: z. B. im Bereich des Muskauer Faltenbogens, im Gebiet Kemberg—Schmiedeberg, zwischen Straach und Wittenberg, bei Berzdorf a. d. Eigen sowie an anderen Stellen der Lausitz.

2.4 „REZENTE“ GLAZIGENE STÖRUNGSFORMEN

Im Anschluß an die fossilen, in Nord- und Mitteldeutschland beobachteten Formen der glazigenen Lagerungsstörungen seien zum aktuogeologischen Vergleich die wichtigsten, in den Randgebieten von Gletschern der Gegenwart vorkommenden Deformationen und Störungstypen entsprechend den Beobachtungen von K. GRIPP und E. TODTMANN aus Spitzbergen sowie von E. TODTMANN, P. WOLDSTEDT u. a. aus Island kurz erläutert.

Die großen Stauchendmoränen Spitzbergens entstehen dort, wo die vom Inland herabsteigenden Gletscher in die von feinsandigen und tonigen, marinen Sedimenten erfüllten und teilweise mit Vorschüttsanden und -kiesen bedeckten Täler eindringen. Durch die Schubkraft des Eises werden diese Ablagerungen vor dem vorstoßenden Eisrand zu meist parallelen, oft auch entsprechend dem Verlauf des Gletscherrandes bogenförmigen Wällen zusammen- und aufgestaucht. Die Zahl der teilweise später durch Schmelzwassererosion zerstückelten Moränenwälle wechselt stark. Als Maximum wurden von K. GRIPP (1929) an der 8 km langen, halbmondförmigen Stauchendmoräne des Holmström-Gletschers auf 1 km Breite über 30 Wälle gezählt. Besonders bekannt geworden ist durch die Arbeiten von K. GRIPP (1927, 1929) der ähnlich geformte Stauchmoränenbogen des Usher-Gletschers, der schon oft als rezentes bzw. subrezentes Analogon zu den Faltenbögen von Muskau-Weißwasser, Gubin (Guben) und Kemberg—Schmiedeberg bezeichnet worden ist (Tafel 30/5). Die Höhe der Stauchmoränenwälle nimmt stets vom Eisrand nach außen ab, d. h., die höchsten Aufstauungen (größte gemessene Höhe etwa 60 m) liegen unmittelbar am Eisrande.

Im Innern der Stauchmoränen wurden folgende Schichtstörungen beobachtet (nach E. TODTMANN 1932 a):

einfacher Schuppenbau — schuppenförmige Aufstapelung von Schollen längs Überschiebungsflächen ohne wesentliche Faltung, selten;
 geschuppte Falten (Tafel 30/6) — Aufschiebungen schiefer Falten mit weitgehender Verdrückung des jeweils liegenden Schenkels, häufig;
 einfache Falten (Tafel 30/7) — des öfteren beobachtete mehr oder weniger starke Verfaltung der Schichten innerhalb der Moränenwälle;
 Schollenverschiebungen — vom Untergrund abgeschobene und in normaler Lage horizontal oder vertikal verschobene Schichtenkomplexe, selten;
 „an Verwerfungen gehobene Wälle, dazwischen Senken“ (zitiert nach E. TODTMANN 1932 a, S. 2), einmal beobachtet.¹⁷

Als Gesetzmäßigkeit kann gelten, daß die Falten überwiegend eine „vom Eise weg“ gerichtete Vergenz zeigen, während die Auf- bzw. Überschiebungsflächen stets flach zum Eisrand bzw. unter das Eis einfallen. Auffallenderweise wurden in Spitzbergen im Gegensatz zu den jungpleistozänen Stauchendmoränen Norddeutschlands keine Verknetungen und Durchdringungen von Grundmoränenmaterial mit Vorschüttsanden oder den liegenden marinen Sedimenten und auch keine Blockpackungen beobachtet. Ob derartige Formen überhaupt vorkommen und nur in den die Stauchmoränenwälle durchbrechenden Schmelzwassertälern während der Arbeiten von K. GRIPP und E. TODTMANN nicht aufgeschlossen waren, ist nicht bekannt. — Es muß ferner hervorgehoben werden, daß die Gletscherränder keineswegs durchgehend von Stauchmoränen begleitet werden. K. GRIPP (1929) schreibt z. B. vom Penck-Gletscher, daß an dessen 5 km langem Rande auf mehrere 100 m Länge der Gletscher ohne Moräne mit steiler 40 m hoher Front auf grüner Tundra endete (Tafel 30/8). Allerdings war in diesem Bereich schon in einer Tiefe von etwa 0,5 m unter der Oberfläche der anstehende Felsuntergrund vorhanden!

Auch auf Island, vor allem an den nördlichen und südlichen Randgletschern des Vatnajökull, wurden Stauchmoränenwälle mit Aufschuppungen und Auf-faltungen des Untergrundes bzw. des jeweiligen Vorlandmaterials festgestellt (z. B. E. TODTMANN 1932 b, 1936, 1952 b, 1957; P. WOLDSTEDT 1938; V. OKKO 1955). Allerdings scheinen hier Satzendmoränen häufiger zu sein als auf Spitzbergen. Vielfach reihen sich, genau wie in Norddeutschland, im Streichen einer Eisrandlage in vielfachem Wechsel längere und kürzere Wälle von Stauch- und Satzendmoränen aneinander. Vom Hofsjökull beschreibt P. WOLDSTEDT u. a. auch eine Toteis-Stauchendmoräne sowie als weitere Form eine auf einer großen Toteisplatte liegende Endmoräne. Schließlich wurden von mehreren Autoren im Vorland des Vatnajökull mehr oder weniger ausgedehnte Teile älterer Endmoränen mit z. T. mächtigen Toteiskernen beobachtet.

¹⁷ Dieser letztgenannte Störungstyp, den die Autorin an anderer Stelle noch wie folgt erläutert: „... einzelne Partien der Moräne sind (parallel dem Eisrand) stärker gehoben als benachbarte“, ist genetisch offenbar noch nicht klar und wird auch weder von K. GRIPP noch von E. TODTMANN näher behandelt. — Analoge Bildungen aus dem Pleistozän Norddeutschlands sind dem Verf. bisher nicht bekannt geworden (vgl. jedoch die Experimente von R. KÖSTER (1957 ff.)).

Die hinsichtlich Form, Größe und Ausbildung der Endmoränen zwischen Island und Spitzbergen auftretenden Unterschiede erklärt E. TODTMANN (1932 b) unter anderem damit, daß sich die isländischen Gletscher in ihrem Vorland zu stark ausbreiten können und damit an Stoßkraft verlieren, während in Spitzbergen die Gletscher fast immer in Tälern eingengt bleiben und hier den Untergrund kräftig aufstauchen. Außerdem scheinen aber auch die jüngsten Gletschervorstöße im letztgenannten Gebiet kräftiger, d. h. die Mächtigkeit und Schnelligkeit des vordringenden Eises größer gewesen zu sein als auf Island, wo die Eisdicke offenbar geringer war und selbst vor Hindernissen keine größeren Aufstauchungen des Untergrundes erfolgten (E. TODTMANN, V. OKKO). Ob auch Unterschiede hinsichtlich der im Vorland vorhandenen Ablagerungen (in Spitzbergen vorwiegend sandig-tonige, auf Island sandig-kiesige Sedimente) sowie der Stärke der Bodengefrorenis eine Rolle spielen, ist bisher noch ungeklärt. — Man erkennt aus diesen wenigen Bemerkungen, daß am Zustandekommen der glazigenen Lagerungsstörungen offenbar eine größere Zahl von Faktoren beteiligt ist, deren Wirksamkeit selbst bei den rezenten bzw. subrezentem Stauungsvorgängen noch nicht ausreichend geklärt ist.

Eine andere Art der rezenten glazigenen Lagerungsstörungen stellen die von E. TODTMANN (1957) an den Rändern zahlreicher zurückweichender Gletscher Islands und Spitzbergens beobachteten subglazialen Aufpressungsrücken dar. Sie bestehen aus Grundmoränenmaterial, das durch den Belastungsdruck des Eises in die Grundspalten bewegungsarmer oder toter Gletscherteile eingepreßt worden ist. In mehreren Fällen konnte das Austauen derartiger Grundspaltenfüllungen aus dem Toteis eindeutig festgestellt werden. Die Aufpressungsrücken, die erstmalig von K. GRIPP und E. TODTMANN in Spitzbergen beobachtet wurden (vgl. K. GRIPP 1929), verlaufen vorwiegend in der ehemaligen Bewegungsrichtung des Eises, jedoch treten oftmals auch Querrwalle (verursacht durch Querspalten) auf. Die Rücken erreichen Längen von mehreren hundert Metern, sind 2 bis 8 m hoch und gelegentlich bis 10 m breit; zuweilen werden sie von randlichen Senken begleitet. Gelegentlich werden auch größere Gebiete, wie z. B. das gesamte mittlere, Kringilsárrani genannte Vorfeld des Bruárjökull (30 km² Fläche), von derartigen Wällen streifenförmig (Abstand der Rücken 5 bis 20 m) überdeckt (E. TODTMANN 1957).

Es liegt nahe, in diesen Aufpressungsrücken rezente Analoga zu den in Nord- und Mitteldeutschland auftretenden pleistozänen Aufpressungssosern zu erblicken. Abgesehen von der Größe, die wegen der unterschiedlichen Dimensionen der die Aufpressungen verursachenden Eismassen verschieden sein muß, unterscheiden sich die beiden Formen durch ihre petrographische Zusammensetzung. Während die rezenten Wälle ausschließlich aus Grundmoränenmaterial bestehen, handelt es sich bei den pleistozänen Aufpressungssosern um Ein- bzw. Aufpressungen von Geschiebemergel oder anderen relativ druckplastischen Sedimenten in hangende Sand- und Kiesablagerungen. Obwohl die erwähnten rezenten und fossilen Formen zweifellos genetisch gleichartig sind und die Bezeichnung der ersteren als „subglaziale Aufpressungsrücken“ sehr klar und ein-

prägsam ist, möchte der Verfasser doch von der von E. TODTMANN (1957) vorgeschlagenen Übernahme dieses Begriffes für die Aufpressungsosser Norddeutschlands wegen der erwähnten Unterschiede im petrographischen Aufbau abraten.

2.5 VERGLEICHENDE BETRACHTUNGEN VON GLAZIGENEN, ENDOGEN-TEKTONISCHEN UND ANDEREN LAGERUNGSSTÖRUNGEN¹⁸

Wie bereits erwähnt wurde und aus den Bildtafeln erkennbar ist, besteht zwischen den Formen der glazigenen Schichtstörungen und den Kleinformen der endogenen Tektonik eine weitgehende Übereinstimmung, die sich nicht nur auf das Formenbild, sondern auch auf das Verhalten der Gesteine gegenüber den jeweils wirkenden Kräften, die unterschiedliche Reaktion von petrographisch verschiedenen Materialien bei gleicher Beanspruchung usw. erstreckt. Die Unterschiede zwischen den glazigenen und tektogenen Deformationen bestehen — abgesehen von den allgemeinen Ursachen — darin, daß die bei den glazigenen Störungsvorgängen wirksamen hydrostatischen Drucke und die Schubkräfte sowie die Zeit der Beanspruchung erheblich geringer sind bzw. waren, primäre Zerungskomponenten nahezu völlig fehlen und andere Temperaturverhältnisse herrschten.

An dieser Stelle sei darauf hingewiesen, daß glazigene Lagerungsstörungen der in 2.12 beschriebenen Arten nicht nur in Lockerablagerungen, sondern vereinzelt auch in verfestigten Sedimenten, besonders in gutgeschichteten Kalken, vorkommen. So hat z. B. schon F. WAHNSCHAFFE (1882) eine Kleinfaltung in den obersten, direkt unter dem Pleistozän liegenden Schichten des Rüdersdorfer Muschelkalkes beschrieben. Aus der neueren Zeit sind besonders die Beobachtungen glazigen deformierter Kalke und Schiefer des Pennsylvanian (Falten, Aufschiebungen, Geschiebemergleinpressungen u. a.) in Iowa durch P. R. LAMERSON und L. F. DELLWIG (1957) zu erwähnen.

Die Formähnlichkeit der beiden kausalgenetisch verschiedenen Arten von Lagerungsstörungen macht es gelegentlich außerordentlich schwierig, glazigene und „tektogene“ Deformationen allein nach dem Formenbild zu unterscheiden. Auf Tafel 23/5 ist eine vom Verfasser anlässlich einer Exkursion während der 3. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung 1956 beobachtete Lagerungsstörung in der oberoligozänen Braunkohle des Tagebaues Altenburg II in der Nähe von Borken (Nordhessen) wiedergegeben. Wenn man eine derartige Deformation im Lausitzer, Bitterfelder oder nordwestsächsischen Braunkohlenrevier antreffen würde, wäre man sicher sofort bereit, sie als glazigene Störung anzusprechen. Diese Deutung entfällt jedoch hier mit Sicherheit, da das Gebiet niemals vom Inlandeis erreicht worden ist. H. UDLUFT, der die genannte Exkursion führte und die Lagerungsverhältnisse auf Grund eigener Arbeiten

18 Zu den glazigenen Lagerungsstörungen gehören im Sinne des Wortes „glazigen“ = eisbürtig auch die durch das Bodeneis erzeugten Deformationen, d. h. die durch Congeliturbanation (Würge-, Brodel-, Taschenböden) und Congelifraktion (Eis- und Frostkeile) gebildeten Strukturen sowie Frosthebungen, Frostaufbrüche usw. Da jedoch in der vorliegenden Arbeit entsprechend den allgemeinen Gepflogenheiten unter „glazigenen“ Störungen nur die von Gletscher- und Inlandeis erzeugten Formen verstanden werden und sich der Störungsvorgang bei den Wirkungen des Bodeneises und der Bodengefrornis grundlegend von dem von Gletschern und Inlandeismassen ausgelösten unterscheidet, soll hier keine weitere Erörterung der Deformationen des Frostbodens erfolgen.

näher kennt, bezeichnete diese Flözdeformation als im Zusammenhang mit jungen „tektogenen“ Vorgängen entstanden, was in Hinblick auf die Lage des Gebietes im Bereich der Hessischen Senke durchaus möglich erscheint. Im Deckgebirge dieses Tagebaues sind (nach Angaben von H. UDLUFT) auch mehrere Bruchstrukturen festgestellt worden. Eine derartige Störung aus dem Deckgebirge des Tagebaues Altenburg IV zeigt Tafel 23/4. Es handelt sich hierbei um eine Aufschiebung, die in Norddeutschland sicher ebenfalls als glazigene Störung gedeutet worden wäre.

Aus der großen Zahl möglicher Beispiele für derartige mit jungen tektonischen Bewegungen in Verbindung zu bringende Deformationen pleistozäner und tertiärer Ablagerungen sei hier nur noch auf die Zerrsprünge, Aufsattelungen und Verbiegungen in der oberpliozänen Braunkohle und ihrem Deckgebirge im Horloffgraben (Wetterau) hingewiesen, von denen E. SCHENK (1955) schreibt:

„Die plastischen Deformationen, die Verbiegungen der quartären Deckschichten bis zu Faltenformen sind dabei die Reaktion auf die rupturrellen Deformationen im Untergrunde.“ (zit. E. SCHENK 1955, S. 101).

Man könnte somit in Hinblick auf die Formen der in den pleistozänen und tertiären Ablagerungen Nord- und Mitteldeutschlands vorkommenden Lagerungsstörungen zunächst grundsätzlich auch eine endogen-tektonische Entstehung in Erwägung ziehen — solange man nicht die absolute Vorherrschaft von Einengungsformen in diesem Raum berücksichtigt. Selbst wenn in diesen Gebieten bis in das Jungpleistozän eine entsprechend der Häufigkeit der Lagerungsstörungen kräftige tektonische Aktivität geherrscht haben sollte, so müßte es sich zweifellos ausschließlich um eine germanotype Bruchtektonik gehandelt haben, die in erheblich stärkerem Umfange zur Entstehung von Zerrungsformen hätte führen müssen. Selbstverständlich könnte man einwenden, daß die Faltungen usw. entsprechend dem angegebenen Beispiel aus dem Horloffgraben „Reaktionen auf rupturrelle Deformationen im Untergrund“ darstellen würden. Damit wäre aber weder ihre Häufigkeit noch die stets feststellbare Abnahme der Störungsintensität mit der Tiefe bzw. ihr Vorkommen in Oberflächennähe über völlig ungestörtem tieferem Pleistozän und Tertiär in Einklang zu bringen. Schließlich ist zu berücksichtigen, daß Formen wie die unter 2.1 beschriebenen durch aktuogeologischen Vergleich als Ergebnisse der Druckwirkungen vordringender Eismassen definitiv festgestellt werden konnten und weite Gebiete Nord- und Mitteldeutschlands im Pleistozän mit Sicherheit derartigen Druckwirkungen ausgesetzt gewesen sind. Also wird man ungeachtet der Möglichkeit, daß man heute die eine oder andere lokale Störung noch verkennt, grundsätzlich berechtigt sein, die überwiegende Mehrheit dieser Lagerungsstörungen als durch Eisdruck und -schub entstanden zu deuten.

Bei diesen vergleichenden Betrachtungen müssen neben den endogen-tektonischen Bewegungen noch einige andere Vorgänge erwähnt werden, die in tertiären und pleistozänen Ablagerungen Mitteleuropas Deformationen verursacht haben, welche einzelnen der hier beschriebenen glazigenen Störungen ähneln und gelegentlich formenmäßig mit diesen verwechselt werden können.

1. Lagerungsstörungen in den tertiären und pleistozänen Sedimenten des behandelten Raumes können z. B. durch *Auslaugungsvorgänge* im prätertiären Untergrund verursacht worden sein. Derartige Auslaugungsprozesse spielen bekanntlich für die Genese einiger Braunkohlenlagerstätten Mitteldeutschlands eine wesentliche Rolle (z. B. Geiseltal, Profen), und in mehreren Fällen konnten auch durch nachträgliche Auslaugung und Senkung des Untergrundes verursachte Störungen in der Flözlagerung festgestellt werden. Dabei handelt es sich jedoch meist um Zerrsprünge (Abschiebungen) und einfache Verbiegungen.

Auf Tafel 21/5 sind derartige durch Auslaugungsvorgänge im Untergrund und Senkungen des Hangenden verursachte Störungen im Unterflöz des Tagebaues Profen bei Zeitz dargestellt. Interessant ist in diesem Tagebau, daß hier im Unterflöz diese, im Ober- bzw. Hauptflöz dagegen völlig andersartige, glazigene Deformationen (Falten, Aufpressungen, Texturänderungen) auftreten.

Zur allgemeinen Unterscheidung der glazigenen und der durch Auslaugung entstandenen Störungen sei erwähnt, daß bei den letzteren stets Dehnungsformen maßgeblich beteiligt sein werden und diese immer bis in den präquartären bzw. prätertiären Untergrund zu verfolgen sein müssen.

2. In engem Zusammenhang mit den im Gefolge von Auslaugungsvorgängen auftretenden Lagerungsstörungen sind diejenigen zu nennen, die durch *Sackungen* oder *Setzungsprozesse* verursacht wurden. Auch hierbei handelt es sich vor allem um Zerrungsvorgänge, die aber meist nur zu kleineren Abschiebungen oder Verbiegungen führen. Bei den durch derartige Sackungen in den darüberliegenden Sedimenten entstehenden Störungsformen wird es sich wiederum nahezu ausschließlich um Dehnungs- bzw. Zerrungserscheinungen, vor allem um Abschiebungen sowie flexurartige Verbiegungen handeln. Beispiele dafür zeigen die Tafeln 27/3 und 28/5. Auf dem einen Bild erkennt man eine Abschiebung mit 20 bis 30 cm Sprunghöhe in einem ungestörten Bänderton, verursacht durch Setzungs Vorgänge in dem darunterliegenden glazigen stark gestörten Beckenton. Auf dem anderen Bilde sind pleistozäne Sande offenbar infolge ungleichmäßigen Auftauens der einstmaligen kaltzeitlichen Bodengefrorenis staffelförmig abgesunken. Man möchte glauben, daß diese Störungsformen völlig eindeutig und nicht mit glazigenen Deformationen zu verwechseln wären. Der Verfasser hat jedoch in Bereichen mit typischen glazigenen Lagerungsstörungen mehrfach Abschiebungen und auch staffelförmige Abbrüche beobachtet, die den soeben dargestellten außerordentlich ähnlich sind (vgl. Tafel 6/3).

3. Auch die Wirkungen der eiszeitlichen Bodengefrorenis können, wie schon erwähnt, gelegentlich mit glazigenen Störungsformen verwechselt werden. Hier sind vor allem die *congeliturbaten* Strukturen (Brodel- und Taschenböden) zu nennen, die häufig, allerdings meist kleinräumig, intensive Verfaltungen und Durchknetungen ehemals normal übereinander liegender Schichten zeigen (Tafel 29/1-4).

Vergleicht man z. B. die dicht unter der heutigen Erdoberfläche im Abraum des Brückenfeldes vom BKW „Franz Mehring“ angetroffenen eindeutig congeliturbaten Störungen (Tafel 29/5) und die Brodelstrukturen aus dem Pleistozänprofil von Voigtstedt südlich Sangerhausen (Tafel 29/7) mit der im Deckgebirge des BKW Plessa beob-

achteten Kleinfaltung von über einem Geschiebemergel liegenden bändertonartigen Ablagerungen (Tafel 16/8), so könnte man wegen der Ähnlichkeit der Formen und in Hinblick auf die bekannte Frostempfindlichkeit derartiger toniger Sedimente auch die letztgenannten Deformationen als Brodelstrukturen deuten. Nun liegen jedoch die letztgenannten Kleinfalten in einem glazigen kräftig gestörten Gebiet an der Nordflanke eines großen Flözsattels. Demnach könnte es sich trotz der Nordvergenz (gegen die Schubrichtung des Eises!) der einen abgebildeten kleinen überkippten Falte auch um eine glazigene Deformation handeln. Der liegende Geschiebemergel war über dem Flözsattel ohne weitere Störungen aufgewölbt, und die darunter folgenden Quarzsande waren in sich nicht wesentlich deformiert. Obwohl sich der Verfasser wegen der Gesamtsituation einer glazigenen Deutung dieser Störung anschließen möchte, konnte eine endgültige Klärung der nur kurze Zeit aufgeschlossenen Deformationen nicht erreicht werden.

Andere, sicher nicht-glazigene und auch nicht endogen-tektonische Flözdeformationen, die – wenn auch z. T. größeren Ausmaßes als die soeben dargestellten – gewisse Ähnlichkeiten mit den im Frostboden entstehenden Lagerungsstörungen aufweisen, wurden im Braunkohlenrevier um Borken (Nordhessen) beobachtet.

Die Tafel 23/6 zeigt ein Bild von den Lagerungsverhältnissen der Oberkante des oberoligozänen Braunkohlenflözes im Tagebau Dillich. Ähnliche Flözbuckel wurden auch in den Tagebauen Frielendorf und Altenburg IV festgestellt. Sie treten jedoch nur dort auf, wo das Flöz an der Oberfläche austreicht und fehlen, sobald es in größere Tiefe absinkt. (Im Bereich der Bilder vom Tagebau Dillich betrug die Deckgebirgsmächtigkeit etwa 4 bis 6 m. Nach Aussagen von Werksangehörigen waren diese Störungen zu Beginn der Aufschlußarbeiten noch erheblich größer und häufiger, während mit fortschreitendem Abbau in Richtung des langsam absinkenden Flözes die Lagerung der Flözoberfläche immer ruhiger wird.) Charakteristisch ist ferner, daß in diesen Flözbuckeln die normale Struktur der Kohle völlig zerstört ist. – Gemeinsam mit diesen Deformationen treten Ton- und Sandeindrückungen aus dem Hangenden in das Flöz (Tafel 23/7) sowie kleinere unregelmäßige Störungen der Flözoberfläche (Tafel 23/8) auf.

Wenn man Lagerungsstörungen wie die beiden letztgenannten z. B. in der Lausitz antreffen würde, wäre man sicher ohne weiteres geneigt, sie als glazigene Deformationen anzusprechen. Diese Deutung ist hier wegen der fehlenden Beanspruchung des Untergrundes durch das Inlandeis nicht anwendbar. Im Hinblick auf die vorhandenen Ähnlichkeiten mit den üblichen Frostbodenstrukturen wird man daher H. UDLUFT zustimmen können, der diese Störungen als Wirkungen der eiszeitlichen Bodengefrorenis deutet. Die Flözbuckel gehören als Frosthebungen (Volumenausdehnung des gefrierenden, im Boden vorhandenen Wassers und Nachschub von Wasser während des Gefrierens aus der Umgebung bzw. aus dem Grundwasser) ebenfalls in diesen Formenkomplex.

Vergleicht man die Bilder von bodenfrost-bedingten Deformationen mit der von K. KEILHACK (1926, S. 465, Fig. 7) leider ohne Maßstab und nähere Ortsangabe veröffentlichten Darstellung einer glazigenen Lagerungsstörung des oberen Teiles eines Braunkohlenflözes aus der Lausitz, so wird man hier zweifellos gewisse Ähnlichkeiten feststellen können.¹⁹ – Grundsätzlich muß mit der Möglichkeit gerechnet werden, daß derartige Bodenfrost-Deformationen auch in den glazigen, d. h. vom Inlandeis beanspruchten Gebieten Nord- und Mitteldeutsch-

¹⁹ Die brekziöse Beschaffenheit der Kohle spricht allerdings für eine Beeinflussung durch Druckwirkungen seitens des Inlandeises.

!

lands vorkommen. Allerdings kann ihre Tiefenreichweite immer nur gering sein, und es können neben kleineren Flözbuckeln im wesentlichen nur Formen von der Art der gegenseitigen Durchdringungen und Einpressungen vorkommen. Es muß aber dabei berücksichtigt werden, daß sich die genannte Tiefenreichweite nicht auf die heutige, sondern die jeweilige frühere Oberfläche bezieht, deren Lage im heutigen Profil nur selten feststellbar sein wird. Es ist somit durchaus möglich, daß innerhalb größerer glazigen gestörter Schichtkomplexe bzw. Gebiete einzelne Kleinformen nicht glazigen i. e. S., sondern durch Congelitururbation u. ä. Vorgänge im Dauerfrostboden entstanden sind.

4. Schließlich können auch durch **schwerkraftbedingte Abgleitvorgänge** Störungsformen entstehen, die den glazigenen gleichen. Fältelungen, Aufstauchungen und wirre Verknetungen, die durch derartige Rutschungen verursacht wurden, kennt man vor allem aus dem subaquatischen Bereich. Nach K. KREJCI-GRAF (1956) sind Rutschfaltungen aber auch für manche Fazies (z. B. für den Flysch) oder bestimmte Ablagerungen, wie z. B. die tonigen Sedimente des Malm in Portugal, des subaerischen Bereiches eine allgemeine und charakteristische Erscheinung. Meist sind diese Störungsformen relativ klein und regional eng begrenzt. Es treten aber gelegentlich auch größere Gleitfalten auf. K. KREJCI-GRAF (1956) hat von den Azoren Tuffe und Schweißschlacken beschrieben, die an der Flanke einer Caldera auf Sao Miguel abgeglitten und dabei in mannigfacher Weise gefaltet und aufgestaucht worden sind. Die Faltungen konnten hier vom Calderarand in radialer Richtung über 6 km verfolgt werden (Abnahme der Intensität!), erreichten mehr als 10 m Höhe und traten z. T. auch morphologisch in Erscheinung. Daneben wurden intensive Fältelungen einzelner Schichten, zusammengestauchte Tuffschollen, Rückfaltungen (Vergenz der Falten gegen das Gefälle des Hanges) usw. an dieser und anderen Calderen beobachtet, d. h. insgesamt Formen, die man auch in glazigen beanspruchten Gebieten findet.

In Nord- und Mitteldeutschland hat man vor allem Mitte und Ende des vorigen Jahrhunderts gelegentlich auch Abgleitvorgänge zur Erklärung großer Flözstörungen, z. B. der parallelen Flözfalten und -schuppen im Gebiet östlich der Oder und der konzentrischen Faltenbögen des Muskauer Gebietes (z. B. H. GIRARD 1855), herangezogen. Auch sonst wurden Stauchungen und Faltungen vor allem toniger Ablagerungen durch Rutschungen erklärt (vgl. z. B. die Anschauungen von E. GEINITZ 1908 über die Lagerungsstörungen in Tongruben bei Schwaan und Pölchow in Mecklenburg).²⁰ Wenn man bedenkt, daß die oben erwähnten Gleitfalten auf den Azoren z. T. in sperrigen Schweißschlacken auftreten, muß man zweifellos auch bei den tonigen und sandigen, oftmals stark wasserhaltigen Ablagerungen des Pleistozäns und Tertiärs in Nord- und Mitteldeutschland mit der Möglichkeit von Gleitfaltungen rechnen (vgl. O. ROETHE 1932, S. 205). Allerdings ist dafür eine entsprechende geneigte Lagerung der Schichten und vor allem des Untergrundes erforderlich, deren Rekonstruktion und Erklärung zumindest im Falle der glazigenen Großformen erhebliche

²⁰ Nach den Beschreibungen und Abbildungen der Deformationen kann es sich hierbei nach Ansicht des Verf. nur um glazigene Störungen handeln.

Schwierigkeiten bereiten dürfte. Kleine Rutschfalten konnten jedoch vor allem in tonigen Sedimenten mit Sicherheit beobachtet werden.

Auf Tafel 25/3 ist ein Teil der etwa N-S streichenden Aufschlußwand einer auflässigen Tongrube der Ziegelei Nichel (westlich Treuenbrietzen) wiedergegeben. Unter etwa 2 m mächtigen Sanden (mit einzelnen schluffigen Zwischenschichten) liegen hier in mehrfachem Wechsel verschieden mächtige Sand- und feingebänderte tonige Schluffschichten. Während die Lagerung des gesamten Schichtenpaketes als völlig ruhig zu bezeichnen ist und auch die Bänderung der unteren beiden Schluffzonen nur gelegentlich eine unbedeutende Wellung erkennen läßt, zeigt das obere, nach rechts (Süd) schwächer werdende und schließlich auskeilende Schluffband eine intensive nordvergente Fältelung (Tafel 25/4). In Hinblick auf die allgemeinen Lagerungsverhältnisse können diese auf eine Schicht beschränkten und auch hier nur lokal auftretenden kleinen Falten nur durch einen Rutschvorgang im rechten geringmächtigen Teil der Schluffschicht gedeutet werden.

Die allgemeinen Schwierigkeiten, die sich bei der Unterscheidung glazigener und durch Rutschungen verursachter Kleinfältelungen ergeben, seien an einem Beispiel näher erläutert.

W. KRUTZSCH und H. REICHSTEIN (1956) erklären die z. T. gekröseartige Fältelung der elsterglazialzeitlichen Bändertone von Voigtstedt-Edersleben (Tafel 29/6) trotz ihrer direkten Überlagerung durch einen Geschiebemergel z. T. als Gleitfaltung infolge subaquatischer Rutschungen, die ihrerseits durch örtliche Absenkungen des Untergrundes (Auslaugung!) verursacht wurden. Sie schreiben dazu (S. 339): „In den Bändertonen konnten ferner zahlreiche, z. T. sehr kräftige gekröseartige Kleinfältelungen beobachtet werden, die aber nur z. T. etwas mit dem Eisdruck zu tun haben dürften, da sie durchweg ostvergent sind. Sie sind damit entgegengesetzt zur Eisrichtung angeordnet, stimmen aber in ihrer Überkipfung mit dem General-Einfallen der ganzen Schichtserie überein.“

Zu dieser Beweisführung ist folgendes festzustellen:

- a) Das letztgenannte Argument spricht durchaus für eine Entstehung durch subaquatische Abgleitbewegungen.
- b) Die beobachtete Ostvergenz der Falten ist nicht beweiskräftig, da auch bei eindeutig glazigenen Fältelungen gegen die Eisbewegung gerichtete Vergenzen auftreten.
- c) Die direkte Überlagerung der Bändertone durch einen Geschiebemergel, d. h. die Tatsache, daß es sich um einen von Inlandeis „überfahrenen“ Vorstoß-Bändertone handelt, könnte für eine Entstehung der Fältelung durch die Schubwirkung des Inlandeises sprechen. Andererseits hat
- d) K. KAMMHOLZ (1955)²¹ gelegentlich einer Untersuchung der pleistozänen Ablagerungen von Voigtstedt festgestellt, daß in der gesamten, z. T. 8 m mächtigen Bändertonserie nur einzelne Zonen gefältelt sind und die Zwischenschichten eine ruhige Lagerung aufweisen. Außerdem soll
- e) der genannte elstereiszeitliche Geschiebemergel die gesamte liegende altpleistozäne Schichtenfolge mit einer leichten Diskordanz überlagern, welche auf die auch von W. KRUTZSCH und H. REICHSTEIN (1956) erwähnten Auslaugungs- bzw. Senkungsvorgänge im Untergrund deutet.

Wägt man die einzelnen Argumente gegeneinander ab, so wird man tatsächlich für den größten Teil der Fältelungen Gleitvorgänge verantwortlich machen müssen. Dazu zwingt vor allem die Feststellung, daß nicht die gesamte Bändertonsfolge, sondern nur einzelne

²¹ Für die freundliche Übersendung der unveröffentlichten Arbeit zur Einsichtnahme sei dem Direktor des Geol.-Paläont. Institutes der Universität Halle, Herrn Prof. Dr. GALLWITZ †, auch an dieser Stelle herzlich gedankt.

Abschnitte gefältelt sind. Wollte man die Störungen durch die Wirkungen des Inland-eises erklären, müßte man eine unterschiedliche Reaktion der verschiedenen Teile des Bändertonvorkommens gegenüber einer gleichartigen Beanspruchung annehmen. Als Ursachen dafür kämen in Frage: petrographische Veränderungen, Unterschiede im Wassergehalt oder eine zonenweise Gefrorennis des Sedimentes (entsprechend dem Auftreten eines mehrfachen Wechsels von Eisschichten und nicht gefrorenen Zonen im gegenwärtigen Dauerfrostbodengebiet Alaskas). Da zu jedem dieser drei Punkte nur ein Für und Wider vorgebracht, aber keine klare Entscheidung erreicht werden kann, erscheint es beim gegenwärtigen Stand unserer Kenntnisse zuverlässiger, die Fältelungen durch Rutschungen einzelner Bändertonpakete zu erklären.

Aus dieser Diskussion und ihrem Ergebnis muß man folgern, daß bei derartigen Kleinfalten und Fältelungen selbst durch eingehende Analyse glazigene und durch Rutschungen entstandene Deformationen nicht immer eindeutig zu unterscheiden sind. Es besteht somit die Möglichkeit, daß einzelne in Nord- und Mitteldeutschland beobachtete „glazigene“ Störungen gegenwärtig noch falsch gedeutet und nicht als Gleitformen erkannt werden, zumal sich die Ähnlichkeit zwischen den beiden genetisch verschiedenen Störungsarten nicht nur auf die Kleinstformen beschränkt und auch Deformationen der Braunkohle durch Gleitvorgänge auftreten können.

In den obermiozänen (Torton) Braunkohlenbecken von Schwandorf (Oberpfalz) treten Lagerungsstörungen der Flöze, tonigen Zwischenmittel und z. T. auch der Hangendschichten auf, die formenmäßig völlig den glazigenen der mitteldeutschen Braunkohlenreviere entsprechen (H. TILLMANN und E. KIRSCHHOCK 1954). Es kommen hier Falten verschiedener Größe, Fältelungen, große kuppelförmige und schmale sattelförmige Aufpressungen, Verschuppungen, oftmals staffelförmige Verwerfungen und völlig wirre Verknetungen vor (Beilage 11), die in diesem Gebiet keinesfalls glazigener Natur sein können. Die genannten Autoren erklären diese Störungen durch Gleitvorgänge und Rutschungen der jeweiligen Schichten und -folgen von den Muldenflanken zur Beckenmitte während der Zeit der Kohlebildung infolge stärkerer Setzung der Sedimente im Innern der Mulden und vor allem infolge tektonischer Senkungen des Untergrundes. — Tatsächlich lassen die allgemeinen Lagerungsverhältnisse sowie die Art und Form der Störungen — wie sie von den obengenannten Autoren dargestellt werden — kaum Zweifel an einer Entstehung der Deformationen durch Gleitvorgänge aufkommen, und auch die Annahme endogen-tektonischer Bewegungen (Schollenbewegungen, -senkungen und -verbiegungen) dürfte in diesem Gebiet berechtigt sein. Allerdings wäre es unter dem letztgenannten Gesichtspunkt auch möglich, die beobachteten Störungen wenigstens z. T. direkt auf die endogen-tektonischen Vorgänge zurückzuführen bzw. sie im Sinne von E. SCHENK (1955) — vgl. Seite 35 — zu deuten. Eindeutige Gleitfalten oligozäner Kohlenbrekzien und Tone haben vor kurzem auch G. V. D. BRELIE und R. TEICHMÜLLER (1957) aus dem Antweiler Graben am Nordhang der Eifel beschrieben. Durch abgleitenden Solifluktionsschutt wurden hier die unter diesem liegenden Kohlenbrekzien und Tone von ihrer Unterlage (Kaolinsande) abgeschert, zusammengestaucht, verfaltet und z. T. verschuppt. „Dabei kam es in den Tonen der Sattelkerne zu einer Art Fließtektonik, die an Faltenbilder im Penninikum der Alpen erinnert.“ (zit. l. c., S. 111)

Zusammenfassend ist somit festzustellen, daß in Nord- und Mitteldeutschland durchaus mit dem Vorkommen derartiger durch Gleitvorgänge entstandener Lagerungsstörungen zu rechnen ist. Wir sind jedoch noch nicht in der Lage, diese eindeutig zu erkennen. Es ist gegenwärtig nicht zu entscheiden, ob z. B. an den Nordhängen der Urstromtäler bis zu den tertiären Ablagerungen reichende

Gleitvorgänge möglich waren, die – wie früher vereinzelt angenommen wurde – zu größeren Lagerungsstörungen in diesen Gebieten führten. Selbstverständlich könnte man jeweils dort, wo derartige Deformationen vorkommen, die für die Gleitvorgänge erforderlichen Schichtenneigungen als eine Folge endogen-tektonischer Schollenbewegungen während des Pleistozäns erklären. Damit wäre aber die Gleitungstheorie nicht bewiesen, sondern nur durch eine Hypothese erweitert worden. Unsere Kenntnis über eventuelle pleistozäne endogen-tektonische Schollenbewegungen in den von mächtigen quartären und tertiären Ablagerungen bedeckten Teilen Nord- und Mitteldeutschlands sind heute leider noch so unzureichend, daß es nicht zweckmäßig ist, die „Rutschungstheorie“ durch Krustenbewegungen bzw. umgekehrt die letztgenannten Vorgänge durch das Vorkommen von Gleitfaltungen u. ä. zu beweisen. In der gegenwärtigen Situation erscheint daher die glazigene Deutung der hier behandelten Deformation erheblich zuverlässiger. Trotzdem soll und muß im regionalen Teil gelegentlich auf die Möglichkeit einer Mitwirkung von Gleitvorgängen hingewiesen werden. Es wird sich dabei jedoch immer nur um Einzelfälle handeln, denn bei der Mehrzahl der Störungsgebiete weisen die allgemeinen Merkmale, vor allem die Tiefenreichweite der Störungen, die Vergesellschaftung der verschiedensten Formen und die Verknüpfungen von Schichtstörungen i. e. S. mit glaziärmorphologischen Formen (Endmoränen, Oser) eindeutig auf eine Entstehung durch die Druck- und Schubkräfte des pleistozänen Inlandeises.

5. Zuletzt seien noch einige terminologische Bemerkungen angeschlossen.²² Im Gegensatz zu den durch endogene Vorgänge verursachten tektonischen Lagerungsstörungen werden die durch exogene Kräfte und Prozesse gebildeten Deformationen, zu denen u. a. auch die glazigenen gehören, häufig als atektonische oder pseudotektonische Erscheinungen bezeichnet. Hier liegt nach Ansicht des Verfassers eine terminologische Unklarheit vor, denn allgemein versteht man unter „Tektonik“ die Lehre vom Bau der Erdkruste, d. h. von der Lagerungsform der Gesteine und ihrer Entstehung durch Bewegung (nach S. v. BUBNOFF, Grundprobleme der Geologie, 3. Aufl., 1954, S. 234). In dieser Definition werden keine Einschränkungen hinsichtlich der vorhandenen Formen und der sie verursachenden Bewegungen gemacht. Das wäre auch sprachlich unrichtig; denn das Wort „Tektonik“ ist aus der griechischen Sprache entlehnt: tektonikós = zum Bau gehörig. Demnach gehören zur „Tektonik“ im Sinne des Wortes alle Lagerungsformen und alle für ihre Entstehung anzusetzenden Bewegungen. Die Wortbildungen „Pseudotektonik“ = falsche Tektonik, „Pseudodislokationen“ (STILLE) und „Atektonik“ = Nicht-Tektonik (wörtlich „nicht zum Bau gehörig“) sind sinnlos, denn es gibt keine Lagerungsformen von Gesteinen, die nicht zum Bau der Erdkruste gehören. Es ist daher zu fordern, daß diese beiden Wortbildungen allmählich aus der geologischen Terminologie verschwinden. Auch

²² In der Geologie muß größter Wert auf eine peinlich genaue Begriffsbildung und -definition gelegt werden, denn im Gegensatz zu den „exakten“ Naturwissenschaften kann man in der Geologie nur sehr selten mit kurzen Formelausdrücken arbeiten, sondern muß beschreiben und erklären. Jeder Begriff muß daher sprachlich richtig und sachlich eindeutig sein.

die von J. GOGUEL vorgeschlagene Bezeichnung „Paratektonik“ ist sprachlich nicht einwandfrei. Sehr gut und treffend für alle nicht zur Gebirgsbildung (Endogentektonik) gehörenden Störungsvorgänge dürfte der von F. TRUSHEIM (1957) angewandte Ausdruck „anorogen“ sein. Will man Unterscheidungen zwischen den Ursachen machen, so kann das nur durch einen entsprechenden Zusatz erreicht werden, z. B. endogen-tektonische Vorgänge, Salztektionik (= Lagerungsformen der Salzgesteine und Bewegungen, die zur Entstehung dieser Formen führen) usw.

In Hinblick auf den in dieser Arbeit behandelten Komplex von Lagerungsformen und Vorgängen ist im Sinne der obigen Ausführungen folgendes festzustellen: Alle durch die direkte und unmittelbare Wirkung des Eises erzeugten Vorgänge, Formen und Ablagerungen müssen als eisbedingt, eisgebunden, glaziär oder am besten als glazigen bezeichnet werden. Der Ausdruck „glazial“ sollte in Übereinstimmung mit R. GRAHMANN²³ nur noch als zeitlicher Begriff im Sinne von „eiszeitlich“ Verwendung finden. Dementsprechend müßten die hier beschriebenen Vorgänge und Formen insgesamt unter dem Begriff Eistektonik, Glaziärtektonik (nicht aber Glazialtektonik!) oder glazigene Tektonik zusammengefaßt werden. Zur Eis- oder Glaziärtektonik gehören dann aber neben den Druck- und Schubbeeinflussungen des Untergrundes durch das Inlandeis auch die durch Congelitur, -fraktion und -fluktion im pleistozänen Dauerfrostboden entstandenen Lagerungsformen, die man normalerweise nicht zu den Erscheinungen der glazigenen Tektonik rechnet und die auch hier nicht behandelt werden sollen.

23 Die von R. GRAHMANN (1932, 1951) vorgeschlagene Unterscheidung von „glazial“ und „glaziär“ wird erfreulicherweise schon verbreitet angewendet.

3 Analyse des Störungsvorganges

3.1 ALLGEMEINE BEMERKUNGEN

Die Mannigfaltigkeit der im vorangegangenen Kapitel beschriebenen Formen der glazigenen, d. h. durch die Druck- und Schubwirkungen des Inlandeises entstandenen Lagerungsstörungen läßt erkennen, daß trotz prinzipiell gleicher Ursachen der Störungsvorgang offenbar nicht in allen Fällen der gleiche war und daß die Lockerablagerungen des Vorlandes und Untergrundes auf die glazigene Beanspruchung verschieden reagierten. Da die pleistozänen Inlandeismassen den gesamten nord- und mitteldeutschen Raum bis etwa an den Rand der Mittelgebirge bedeckt hatten, könnte man annehmen, daß die glazigenen Lagerungsstörungen gleichmäßig über das ganze Gebiet, welches dem Eisdruck und -schub ausgesetzt war, verteilt sind. Es zeigt sich jedoch, daß die Stauchungserscheinungen, vor allem die Großformen, auf einzelne Gebiete bzw. Zonen beschränkt sind. Daraus ergibt sich, daß neben dem Eisdruck bzw. -schub als auslösende Ursachen noch andere Faktoren eine wesentliche Rolle bei der Genese der Deformationen gespielt haben müssen.

Vorkommen, Art und Intensität der glazigenen Lagerungsstörungen werden von folgenden Faktoren bestimmt:

A. Bei ruhendem Eis: Wirkung des statischen (Belastungs-)Druckes in Abhängigkeit von:

- a) der Mächtigkeit und
- b) Schutführung des Eises sowie dem
- c) bodenphysikalischen Verhalten des Untergrundes.

B. Bei bewegtem Eis: Wirkung des statischen und dynamischen Druckes in Abhängigkeit von:

- a) — c),
- d) dem Bewegungsmechanismus und
- e) der Bewegungsgeschwindigkeit des Eises sowie
- f) der Art und Tiefenwirkung der Beanspruchung des Untergrundes durch das bewegte Eis und
- g) der Gestaltung bzw. Beschaffenheit des Vorlandes.

Dabei ist das bodenphysikalische Verhalten des Untergrundes (c) wiederum abhängig von:

- h) der mineralischen Zusammensetzung und
- i) Korngrößenverteilung,
- j) dem Wassergehalt,
- k) einer eventuellen Gefronnis sowie deren Tiefenreichweite und
- l) der Art der Schichtenfolge und Mächtigkeit der Einzelschichten,

und bei der Gestaltung und Beschaffenheit des Eisvorlandes (g) können eine Rolle spielen:

- m) die allgemeinen Gefälleverhältnisse des Vorlandes,
- n) ältere oder zum gleichen Eisvorstoß gehörende Endmoränen,

- o) das Vorhandensein eines Dauerfrostbodens im Eisvorland,
- p) durch Erosionsvorgänge entstandene Reliefunebenheiten,
- q) Aufragungen von Gesteinskörpern aus dem Untergrund und
- r) durch endogen-tektonische Vorgänge innerhalb des Pleistozäns entstandene Schollenverstellungen.

Diese Zusammenstellung zeigt die äußerst komplexe Natur des glazigenen Stauchungsmechanismus, die es unmöglich macht, den Störungsvorgang einheitlich nach irgendeinem feststehenden „Rezept“ zu deuten. Daher dürften auch Modellversuche zu keiner generellen Klärung des gesamten Problems der glazigenen Lagerungsstörungen führen. Selbstverständlich ist es möglich, den Vorgang der Aufstauchung vor einem vorstoßenden Eisrand modellmäßig zu rekonstruieren. Derartige Schub- und Druckversuche sind schon mehrfach, allerdings meist mit einer allgemeinen tektonischen Zielsetzung, durchgeführt worden (z. B. B. WILLIS, H. M. CADELL, E. SEIDL, H. CLOOS, W. RIEDEL und W. H. BUCHER) und haben auch zu Störungsformen geführt, die sowohl den endogen-tektonischen als auch den glazigen-tektonischen weitgehend entsprechen. Der Verfasser hatte ursprünglich ebenfalls die Absicht, Modellversuche zur Deutung des Stauchungsmechanismus durchzuführen, dann aber aus folgenden Gründen davon Abstand genommen:

1. Bei den tektonischen Modellversuchen werden Pressungsvorgänge allgemein durch einen seitlich, d. h. senkrecht zur Schichtung und Oberfläche angreifenden Stempeldruck verursacht. In der Glaziärtektonik treten zwar auch Schubkräfte mit horizontaler Komponente auf, aber die Schubkraft greift das zu deformierende Schichtenpaket im wesentlichen von oben an. Außerdem dürfte eine modellmäßige Nachahmung des Bewegungsmechanismus einer mächtigen Inlandeismasse außerordentlich schwierig bzw. nur stark idealisiert möglich sein.
2. Sollen die Versuche den natürlichen Verhältnissen gerecht werden, so müssen bei ihrer Durchführung die das bodenmechanische Verhalten des Untergrundes beeinflussenden Komponenten berücksichtigt werden. Die Versuche müßten also mit den verschiedensten Lockerablagerungen bei wechselnder Mächtigkeit und Schichtenfolge, verschiedenem Wassergehalt, unterschiedlicher Gefronnis- und Auftautiefe usw. durchgeführt werden. In Hinblick auf die große Zahl der Kombinations- und Variationsmöglichkeiten der oben zusammengestellten Faktoren wären komplizierte und kostspielige Versuchseinrichtungen für Druck- und Schubbeanspruchung mit Kältekammer, lokaler Erwärmung der Versuchsprofile usw. sowie die Durchführung sehr umfangreicher Versuchsreihen erforderlich. Ein derartiger Aufwand ist jedoch kaum zu verantworten. Selbstverständlich könnte man die Versuche vereinfachen und idealisieren, aber dann kann man das Versuchsergebnis höchstens als einen Spezialfall werten, der keinen Rückschluß auf den Vorgang im allgemeinen zuläßt.
3. Schließlich ist zu bedenken, daß die Ergebnisse von Modellversuchen dieser Art stets mit erheblichen Vorbehalten zu beurteilen sind. Selbst wenn sich bei einem tektonischen Experiment ein Störungsbild ergibt, das den Verhältnissen in der Natur genau gleicht, bleibt bei der Übertragung der im Rahmen des Versuches angewandten Kräfte und sonstigen Bedingungen auf die Verhältnisse in der Natur immer ein beträchtlicher Unsicherheitsfaktor bestehen, der durch die verschiedenen Größenordnungen bedingt ist. Eine wesentliche Rolle spielt dabei die Tatsache, daß es unmöglich ist, für derartige Versuche einen einheitlichen „Modellfaktor“ zu wählen; denn wegen der physikalischen Abhängigkeit der ver-

schiedenen beteiligten Variablen ist es z. B. nicht statthaft, bei einer Verkleinerung der Schichtmächtigkeiten um 100 : 1 auch die Beanspruchungsgeschwindigkeiten, -kräfte usw. im gleichen Maße zu verkleinern.

In jüngster Zeit sind von R. KÖSTER (1957 a, b, 1958 a, b, d) in Hinblick auf den mechanischen Vorgang der glazigenen Deformationen sorgfältig und gut durchdachte Experimente durchgeführt worden, auf die im folgenden kurz einzugehen ist.²⁴

R. KÖSTER verwandte als Material für seine zahlreichen Versuche Tonschlamm oder ein Sand-Paraffin-Gemisch mit einer 3 mm starken Schicht von Modellgips oder zellstoffartigen Papiers. Die unterschiedlichen Einlagerungen in das Sand-Paraffin-Gemisch dienten zur Nachahmung einer entweder homogenen (Modellgipsschicht) oder inhomogenen (Papiereinlage) Schichtenfolge im Stauchungsgebiet. Als Modell der stauchenden Eismasse diente ein an der Stirnseite zungenförmig gestalteter 12 cm breiter und 2,5 cm tief in die Versuchsmasse eintauchender Holzkörper, der bei einer oberhalb des Paraffinschmelzpunktes gelegenen Temperatur mit wechselnder Geschwindigkeit (im Mittel 1 cm / 1 min) und mit unterschiedlicher Dauer in dem Sand-Paraffin-Gemisch vorgepreßt wurde. — Die Versuchsanordnung stellt zweifellos gegenüber früheren tektonischen Experimenten eine wesentliche Verbesserung dar. Trotzdem ist sich der Autor über die grundsätzlichen Schwierigkeiten und Vorbehalte gegenüber derartigen idealisierenden Versuchen völlig im klaren und vermeidet erfreulicherweise jegliche weittragenden Schlußfolgerungen.

Die Ergebnisse der Versuche können wie folgt zusammengefaßt werden: Die „homogene“ Versuchsmasse reagiert auf Schubbeanspruchung stets mit einer Schuppung. Je stärker der Vorschub des Versuchskörpers ist, desto weiter reicht die Schuppung in das Vorland und desto mehr Einzelschuppen entstehen. Jede Schuppenbildung beginnt mit der Anlage einer Falte, und die jeweils jüngere Schuppe liegt stets vor (d. h. vom Versuchskörper nach außen) und unter der älteren, die bei weiter anhaltendem Schub emporgepreßt wird. Es entsteht auf diese Weise die vor allem aus Norddeutschland bekannte „dachziegelartige Lagerung“ der Einzelschuppen innerhalb einer Schuppenzone. Die Untergrenze der Störungszone ist von der Eindringtiefe des Modellkörpers abhängig, unter dem die die einzelnen Schuppen begrenzenden schaufelförmigen Schubflächen zusammenlaufen. — Reine Faltenzonen entstehen im „homogenen“ Versuchsmaterial nur bei Belastung des „Vorlandes“. Im „inhomogenen“ unbelasteten Material kommt es zur Ausbildung von Übergängen zwischen Schuppung und Faltung mit Fäl-

²⁴ Die von R. KÖSTER zitierten Arbeiten in Meyniana 6, 1958, und N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh. 8/9, 1958 (s. Lit.-Verz. R. KÖSTER, 1958 b und d) waren dem Verf. erst nach Abschluß des Manuskriptes zugänglich und konnten daher nicht mehr in allen Fällen genügend Berücksichtigung finden. Es werden in diesen Arbeiten von R. KÖSTER vor allem die Ergebnisse von Stauchungsversuchen mit halbflüssigem Tonschlamm dargestellt. Folgende Zusammenhänge erscheinen zur Ergänzung der kurz skizzierten Versuchsergebnisse besonders bedeutsam:

1. die von dem bewegten Versuchskörper ausgehende Fernwirkung und die Zahl der entstehenden Stauchfalten steigt im allgemeinen an mit zunehmender Versuchsdauer;
2. Fernwirkung, Größe und Zahl der Falten und Schuppen läßt erkennen, daß es eine optimale Versuchsgeschwindigkeit gibt; bei sehr schnellem Vorschub des Körpers nimmt die Zahl der Schuppen und die Fernwirkung ab, die Größe der Schuppen dagegen zu;
3. mit zunehmender Breite und Eintauchtiefe des Versuchskörpers nehmen Fernwirkung und Größe der Schuppen zu;
4. die Fernwirkung ist um so größer, je steiler das Vertikalprofil der „Gletscher“-Stirn (d. h. der Stirn des Versuchskörpers) ist;
5. die zuerst entstandenen („inneren“) Schuppen werden bei weiterem Vorschub des Versuchskörpers und Verlegung der Hauptbewegungsflächen in das Vorland sekundär gehoben;
6. die jeweils entstehenden jüngeren Bewegungsflächen greifen schaufelförmig unter die älteren bis zur Unterkante des Modellkörpers durch.

telung der zugfesten Papierschicht und bei zusätzlicher Belastung nahezu ausschließlich zu einer derartigen Kleinfältelung. Bemerkenswert ist, daß auch die Versuchsdauer einen Einfluß auf die Gestalt der Störungszone zeigt. Bei langsamer Stauchung entwickeln sich vorzugsweise Falten.

Hinsichtlich der Übertragung dieser und der übrigen Versuchsergebnisse auf die Verhältnisse in der Natur wäre zu fordern, daß Schuppenzonen nur beim Vorhandensein einer bezüglich ihrer mechanischen Reaktion „homogenen“ Schichtenfolge und reine Faltenzonen vor allem bei einer zusätzlichen Belastung der zu deformierenden Ablagerungen entstehen. Die mechanische Homogenität erklärt R. KÖSTER mit dem Hinweis, daß die Lockerablagerungen des Eisvorlandes im Pleistozän tiefgründig gefroren gewesen seien, und die geforderte Belastung soll das vordringende Eis selbst verursacht haben. Eine „inhomogene“ Schichtenfolge soll z. B. beim Vorhandensein von Braunkohlenflözen innerhalb der tonig-sandigen Lockerablagerungen vorliegen. — Während man der letztgenannten Feststellung zweifellos zustimmen muß, erscheinen die ersten Erklärungen etwas bedenklich. Wahrscheinlich waren die Lockerablagerungen des Eisvorlandes im Pleistozän gefroren, aber Druck- und Scherversuche mit gefrorenen Sanden und Tonen haben doch recht unterschiedliche Reaktionen (vgl. Kapitel 3,4) ergeben, so daß man, nach Ansicht des Verfassers, die aus Sanden, Schluffen, Tonen und Geschiebemergeln bestehenden Schichtenfolgen keineswegs als „mechanisch homogen“ bezeichnen darf. Eine derartige Homogenität wird nur eine ausschließlich sandige bzw. sandig-kiesige oder rein tonige Schichtenfolge aufweisen. Einförmige Schichtenpakete dieser Art und größerer Mächtigkeit sind aber in Nord- und Mitteldeutschland sehr selten. — Zur Entstehung der Faltenzonen erscheint die Annahme einer kräftigen Deformation unter dem vorrückenden Gletscher recht unwahrscheinlich und auch mit der Durchführung der KÖSTERSchen Versuche nicht vereinbar. Es müßte dann schon eher eine Belastung des Vorlandes durch Toteis angenommen werden, und die Faltenzonen würden dann in den Erscheinungskomplex der „Toteis-Stauchmoränen“ gehören. In den oben genannten Veröffentlichungen geht R. KÖSTER nicht auf diese Möglichkeit ein und ist hinsichtlich einer Übertragung seiner Faltungsexperimente in die Natur allgemein sehr zurückhaltend.

Insgesamt stellen die KÖSTERSchen Versuche zweifellos einen interessanten und wertvollen Beitrag zur Frage des glazigenen Stauchungsmechanismus dar und haben auch den Verhältnissen in der Natur durchaus entsprechende Störungsbilder ergeben. Aber eine Übertragung der Versuchsergebnisse auf die Geländebefunde bereitet doch recht große Schwierigkeiten. Zu den bereits angeführten kritischen Bemerkungen sei noch folgendes ergänzt:

1. Wendet man die Versuchsergebnisse auf die mindestens dreimal in den nord- und mitteldeutschen Raum vorstoßenden Inlandeismassen an, so müßten jeweils die gesamten überfahrenen Lockerablagerungen dieses Gebietes bis zu einer bestimmten Tiefe zusammengeschoben worden sein. Das trifft jedoch nicht zu; denn zwischen den einzelnen Störungsgebieten liegen die Schichten des Pleistozäns und Tertiärs weitgehend ungestört.

2. Vergleicht man die von R. KÖSTER gewählten Modellmaße (Modellkörper 12 cm breit, 2,5 cm tief eintauchend) und die erzielte Ausdehnung der Störungszone in das Vorland (maximal 20 cm – nach den Abbildungen) mit einem entsprechenden Beispiel der Natur, z. B. dem Muskauer Faltenbogen (Öffnungsbreite des Faltenbogens, d. h. ungefähre Breite des ehemaligen Eislobus 12 bis 15 km, Reichweite der Stauchungen an der Stirnseite 4 bis 5 km, Tiefenreichweite 100 bis 150 m unter die heutige Oberfläche), so erkennt man, daß die Verhältnisse der einzelnen Größen zueinander in Modell und Natur recht unterschiedlich sind. Auf jeden Fall scheint die Eindringtiefe des Modellkörpers zu groß gewählt worden zu sein.

3. Die Beeinflussung der sich entwickelnden Störungsform durch die Versuchsdauer war zu erwarten, denn plastische Verformung bei langsamer, langdauernder Beanspruchung und Bruchdeformation bei schneller Pressung sind den meisten Materialien zukommende Eigenschaften.

4. Bei den Experimenten zur glazigenen Schuppung (R. KÖSTER 1957 b, Abb. 4, 1958 b, Abb. 61, 62) entstanden zwar im Vorland des Modellkörpers – sowohl im Vertikalschnitt als auch in der Morphologie – deutlich erkennbare Aufschiebungen und Aufschuppungen, jedoch blieb innerhalb der Einzelschuppen offenbar die ursprüngliche horizontale Lagerung der Schichten erhalten. Im Gegensatz dazu sind in den großen glazigenen Störungsgebieten Mitteldeutschlands die Schichten innerhalb der Schuppen oftmals verstellt oder deformiert und fallen wie die Schubflächen mehr oder weniger steil gegen die Schubrichtung ein.

Es ergibt sich also, daß selbst sehr sorgfältige, für spezielle Fragestellungen durchgeführte experimentalktektonische Untersuchungen nur wenige, zudem teilweise recht unsichere Hinweise zur Deutung des glazigenen Störungsmechanismus geben können. Damit bleibt zur allgemeinen Erklärung der glazigenen Deformationen nur übrig, systematisch die Bedeutung und Wirksamkeit der an dem Störungsvorgang beteiligten Faktoren zu untersuchen und die gewonnenen Ergebnisse unter Berücksichtigung der jeweiligen lokalen bzw. regionalen Verhältnisse auf die einzelnen Störungsgebiete und die in ihnen vorkommenden Störungsformen anzuwenden. Dieser deduktive Weg erscheint gegenwärtig der zur Behandlung der glazigenen Deformationen günstigste zu sein. Grundsätzlich wäre natürlich auch ein induktives Vorgehen möglich gewesen, aber:

1. Vor der Untersuchung eines einzelnen Störungsgebietes muß Klarheit über die möglichen Einflüsse der vorgenannten Faktoren herrschen;
2. man kann den für einen Einzelfall verantwortlichen Störungsvorgang nur dann analysieren, wenn hinlänglich sichere Aussagen über die zur Zeit der Deformation im Untersuchungsgebiet vorhandene Schichtenfolge, die Bodengeformnis, das Oberflächenrelief usw. gemacht werden können – was jedoch erfahrungsgemäß nur sehr selten möglich ist;
3. nach den im Gelände zu beobachtenden Deformationen ist der Ablauf des Störungsvorganges in den verschiedenen Störungsgebieten unterschiedlich gewesen; außerdem besteht die Möglichkeit, daß das derzeitige Störungsbild gelegentlich auch durch Überlagerung mehrerer aufeinanderfolgender Deformationen (infolge mehrerer Eisvorstöße) entstanden sein kann.

3.2 GRÖSSE UND WIRKUNGEN DES STATISCHEN DRUCKES VON INLANDEISMASSEN

3.21 Eismächtigkeit und Sohlendruck

Die Größe des von einer ruhenden Eismasse auf den Untergrund ausgeübten statischen Druckes ist von ihrer Mächtigkeit und dem Raumgewicht des Eises abhängig. Unsere Kenntnisse über die Eisdicke während der pleistozänen Vereisungszeiten in Mittel- und Norddeutschland sind allgemein noch recht unzureichend. Sie beruhen in erster Linie auf Abschätzungen und sind meist mit erheblichen Unsicherheiten behaftet. Einige Zahlenbeispiele aus der Literatur sollen Größenordnung und Schwankungsbreite der geschätzten Eismächtigkeiten erläutern (Tabelle 1).

Tabelle 1. Pleistozäne Inlandeisdicke in Mitteleuropa

Autor	Gebiet	Eisdicke	Bemerkungen
A. HELLAND (1879)	Berlin	370 m	
E. DATHE (1894)	mittlere Ostsee	650—700 m	Gefälle d. Eisoberfläche mit 1:100 angesetzt
F. FRECH (1901)	Trebnitzer Katzengeb.	anfangs 100—200 m max. 600—800 m	
E. ZIMMERMANN (1905)	Stettin (Szczecin)	3300 m	Gefälle d. Eisoberfläche mit 0,5 ‰ angesetzt
W. DEECKE (1906)	Stettin (Szczecin)	1000 m	während der Hauptvereisung;
		400—500 m	bei der letzten Vereisung
R. GRAHMANN (1925)	Leipzig	400 m	für die Elstereiszeit;
	Dresden	200 m	Gefälle mit 1:500 anges.
A. PENCK (1933)	südliche Ostsee	1000—1500 m	
F. BETTENSTAEDT (1934)	Halle	200—250 m	Hauptvorstoß der Saaleeiszeit
K. KEILHACK (1938)	Lausitz	400 m	
K. GRIPP (1947 b)	Holstein	100—130 m	für die letzte Eiszeit
O. WAGENBRETH (1955)	Profen bei Zeitz	60 m	für die Saaleeiszeit; Gefälle mit 1:1000 anges.

Die am häufigsten angewendete Abschätzungsmethode geht von der Entfernung und Niveaudifferenz (bezogen auf NN) zwischen dem zu untersuchenden Gebiet und dem äußersten Rand der zugehörigen Vereisung aus und errechnet dann die Eisdicke unter der Annahme, daß das Inlandeis von seinem Rande mit einer bestimmten Oberflächenneigung ansteigt (vgl. R. GRAHMANN 1925, O. WAGENBRETH 1955, Bild 17). Als unbekannte Faktoren gehen bei dieser „Dreiecksmethode“ das Gefälle der Eisoberfläche, die Randmächtigkeit des Eises, die Re-

liefverhältnisse sowie die Höhenunterschiede des Untergrundes in die Rechnung ein.

Zur Beurteilung der Oberflächenneigung von Inlandeismassen sind in der Tabelle 2 einige von der „Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener 1930

Tabelle 2. Oberflächenneigungen des grönländischen Inlandeises

Spalte A: West-Ost-Profil der „Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener“ vom Westrand des Inlandeises etwa bei 71° 12' N, 51° 07' W zur Station Eismitte bei 71° 12' N, 39° 35' W; Zahlenangaben nach B. BROCKAMP (1951).

Spalte B: WSW-ONO-Profil der „Expéditions Polaires Françaises“ vom Westrand bei etwa 69° 45' N, 50° 30' W über die Zentralstation bei 70° 54' N, 40° 42' W in Richtung Cecilia Nunatak in der Nähe der Ostküste bei etwa 72° 30' N, 28° W; Zahlenangaben näherungsweise ermittelt aus den von A. JOSET und J. J. HOLTZSCHERER (1954) veröffentlichten Profilen.

Spalte C: Gleiches Profil wie A, jedoch nach den vier vorkommenden Gefällstufen gegliedert (nach B. BROCKAMP 1951).

Von km bis km	A Gefälle (1:1000)	B Gefälle (1:1000)	von km bis km	C Gefälle (1:1000)
Weststation 50	14,3	16	Weststation 16	15,4
50 100	5,5	8	16 20	Gefällstufe v. 200 m
100 150	4,5	6	25 58	9,1
150 200	3,3	4	59 62	Gefällstufe v. 130 m
200 250	2,7	4	65 140	4,7
250 300	2,3	3	145 150	Gefällstufe v. 100 m
300 350	2,0	3	152 275	3,5
350 400	1	2	275 285	Gefällstufe v. 80 m
(Eismitte; Zentralstation)			285 Eismitte	2,1
400 500	./	1,5 etwa 0		
500 550		(dazwischen Kulmination)		
550 600		2		
600 750		0,3		

bis 1931“ und von der „Expéditions Polaires Françaises 1948 bis 1951“ am heutigen grönländischen Inlandeis ermittelte Werte zusammengestellt worden (vgl. dazu auch die von H. HESS 1933, S. 110, angegebenen älteren Werte). Vergleicht man diese Angaben mit den in der Tabelle 1 genannten Neigungswinkeln, so ergibt sich, daß der von O. WAGENBRETH mit 1:1000 angesetzte Wert für die Randgebiete des saaleglazialen Inlandeises (Profen liegt nur etwa 10 km vom äußersten Eisrand entfernt) wahrscheinlich zu gering ist, dagegen für die zen-

tralen Teile der pleistozänen Eisschilde zutreffen könnte. Auch der von R. GRAHMANN angenommene Wert 1:500 wäre, gemessen an den westgrönländischen Verhältnissen, zu niedrig. Andererseits ist die Extrapolation von E. DATHE mit einem Gefälle von 1:100 vom Sudetenrand bis zur Ostsee ebenfalls nicht zutreffend. Man wird beim pleistozänen Inlandeis in der Randzone bis etwa 50 km Randabstand mindestens mit einem Gefälle von 1:50 bis 1:100 rechnen müssen. Dabei ist allerdings noch zu berücksichtigen, daß dieses Gefälle keineswegs zeitlich konstant war. Bei einem vorstoßenden Eisrand wird es — nach den Erfahrungen der Gegenwart — erheblich größer gewesen sein als bei einer schon seit längerer Zeit bewegungslosen Toteismasse.

Der andere unbekanntere Faktor in der Mächtigkeitsabschätzung ist die Dicke des Eises am Rand der Eisschilde. Von den rezenten Gletschern Islands, Spitzbergens und Grönlands ist bekannt, daß dieser Wert ebenfalls vom Bewegungszustand des Eises abhängig ist. Vorstoßende Randgletscher eines Inlandeises oder einer Eiskappe enden meist mit steilen Abbrüchen bis zu über 60 m Höhe. (Am Black-Rapids-Glacier in Alaska wurden im Winter 1936/1937 während eines dreimonatigen Vorstoßes Fronthöhen von 50 bis 150 m und anschließende Randböschungen bis zu 50° gemessen.) Bei stagnierenden oder im Rückzug (Abschmelzen) befindlichen Eismassen dagegen ist oft nur ein flach geneigter, zuweilen kaum merklicher Übergang vom Vorland über weite Toteisflächen zum eigentlichen noch ernährten Eisgebiet vorhanden. Da die durch den statischen Eisdruck hervorgerufenen Lagerungsstörungen nach ihrer Erscheinungsform offenbar nur im Bereich weitgehend bewegungsloser Toteisgebiete entstanden sind, wird man hier bei einer Abschätzung der Eismächtigkeit, ohne wesentliche Fehler zu begehen, einen Randabbruch von höchstens einigen 10 m und ein mittleres Gefälle der Eisoberfläche bis etwa 50 km Randabstand von 1:100 bis 1:200 ansetzen können.²⁵

Als weitere Unsicherheitsfaktoren sind die durch das Relief des Untergrundes hervorgerufenen Unregelmäßigkeiten der Eisdicke sowie die Niveaudifferenzen (Geländegefälle) des Untergrundes zwischen Eisrand und Beobachtungsgebiet zu nennen. F. BETTENSTAEDT (1934) hat für das Gebiet von Halle gezeigt, daß die pleistozänen Eismächtigkeiten in den schon vor der Eisbedeckung vorhandenen Tälern erheblich größer gewesen sein müssen, als auf den umgebenden Hochflächen. Auch im grönländischen Inlandeis wurden durch seismische Tiefensondierungen mehrere in Tälern des Untergrundes liegende, durch größere Bewegungsgeschwindigkeiten ausgezeichnete „Eisströme“ ermittelt, in deren Bereich die Eisdicke beträchtlich ansteigt. Man wird somit auch bei den pleistozänen Inlandvereisungen Nord- und Mitteldeutschlands mehr oder weniger große Schwankungen der Eismächtigkeit entsprechend dem jeweiligen präglazialzeitlichen Relief annehmen müssen. Zudem wurde am km 60 des von der „Deutschen

²⁵ In der Ableitung der Eismächtigkeit im Raum Profen bei Zeitz durch O. WAGENBRETH (1955, S. 68) ist, abgesehen von dem wahrscheinlich etwas zu gering angenommenen Gefälle, ein kleiner Fehler enthalten: statt 54 m muß es in der Zeichnung 44 m heißen, und die Mindesthöhe des Eises muß dementsprechend mit nur 50 m angesetzt werden. — Nimmt man abweichend von O. WAGENBRETH ein randliches Oberflächengefälle von 1:200 an, so vergrößert sich die Eisdicke auf 80 bis 90 m.

Grönland-Expedition Alfred Wegener“ gelegten Profiles festgestellt, daß sich hier die Unebenheiten des Felsuntergrundes durch eine 700 bis 1000 m mächtige Eismasse an der Oberfläche noch im Verhältnis 7 : 1 verkleinert abbilden. Die Messungen und Beobachtungen der französischen Grönlandexpedition ergaben sogar in Zentralgrönland einen Zusammenhang zwischen dem Mikrorelief der Eisoberfläche und der Topographie des Felsuntergrundes (J.-P. BOURGOIN 1956). — Es bestehen wohl kaum Bedenken, diese Befunde sinngemäß auch auf die Randgebiete des pleistozänen Inlandeises anzuwenden. Schließlich muß noch erwähnt werden, daß die Inlandeismassen in Nord- und Mitteldeutschland mindestens in einzelnen Gebieten gegen das mittlere Geländegefälle nach Süden vorgedrungen sind. Wir wissen zwar heute noch nicht genau, in welchem Umfange und von welcher Zeit an die allgemeine Abdachung der Oberfläche des mittel- und norddeutschen Raumes im Pleistozän entsprechend den heutigen Verhältnissen von Süden nach Norden gerichtet war, aber für Teilgebiete liegen schon aus dem Altpleistozän Anzeichen für ein derartiges Geländegefälle vor. Es ist ohne weiteres einzusehen, daß sich für eine gegen die Neigung des Untergrundes bewegend Eismasse andere Mächtigkeitsverhältnisse ergeben als bei einer Bewegung auf ebener oder in Bewegungsrichtung abfallender Unterlage. Eine allgemeine Abschätzung dieses Effektes für die pleistozänen Inlandeismassen dürfte jedoch kaum möglich sein. — Zusammenfassend ist festzustellen, daß unsere Kenntnisse über die Gestaltung des Untergrundes vor den jeweiligen Vereisungen noch viel zu gering sind, um wenigstens halbwegs sichere Aussagen darüber machen zu können.²⁶ Daher kann die erwähnte „Dreiecksmethode“ zur Abschätzung der pleistozänen Inlandeismächtigkeiten nur für die randnahen Gebiete hinreichend brauchbare Werte ergeben.

In diesem Zusammenhänge sind einige Ergebnisse der von K. GRIPP (1949), H. ILLIES (1955) und E. TODTMANN (1952 a und 1954) durchgeführten glazialmorphologischen Kartierungen in Holstein von Interesse. Es konnte hier nachgewiesen werden, daß in den Randgebieten der letzten Vereisung einige Geländeerhebungen, wie z. B. der Bungsberg (168 m NN), die Hahnheide nordöstlich Trittau (100 m NN), der Kukuksberg bei Möhnsen (63 m NN) und der Klingberg bei Sülfeld (77,5 m NN), während dieser Vereisung als Nunatakker aus dem Eise herausgeragt haben. Wenn an derartigen eisrandnahen Nunatakkern eindeutige Schlifffgrenzen festzustellen sind, so ergibt sich die Möglichkeit, aus der Höhendifferenz zwischen der oberen Schlifffgrenze und der Unterkante des obersten Geschiebemergels am Fuße des Berges gewisse Näherungswerte über die damalige Eismächtigkeit abzuleiten. Auf diese Weise erhielt man für das Gebiet des Bungsberges eine Eisdicke von 100 bis 130 m und am Klingberg, 11 km hinter dem äußersten Rand des Weichsel-(Würm-)Eises, von 25 bis 30 m. Für das Ende einer 2,2 km langen und nur 500 bis 600 m breiten, von einer maximal 3 m hohen Moränengirlande umgebenen Eiszunge bei Havekost leitete H. ILLIES sogar eine Eisdicke von nur 5 bis 7 m ab. Diese Befunde bestätigen grundsätzlich die vor-

²⁶ Weitere Betrachtungen über die Bedeutung von Gefälle und Relief des Untergrundes für die Genese der glazigenen Deformationen folgen in einem späteren Kapitel (3.5).

genannte Feststellung recht geringer Eismächtigkeiten in den Randgebieten von Eismassen, die ihre Maximalausdehnung erreicht haben. Zur Ermittlung der Druckwirkungen von mehr oder weniger rasch vorstoßenden Inlandeisteilen wird man jedoch diese Ergebnisse nicht verwenden dürfen, denn es ist nicht denkbar, daß die Duvenstedter, Ruhner oder Brohmer Berge durch nur 5 bis 7 m hohe Eisränder aufgestaucht worden sind!

Zuletzt sei noch auf die im ingenieurgeologischen Schrifttum mehrfach erwähnte Möglichkeit einer genaueren Ermittlung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit durch bodenmechanische Untersuchungen hingewiesen. Es handelt sich hierbei um die Bestimmung der sog. maximalen Vorbelastung eines ehemals eisbedeckten bindigen Lockergesteins, d. h. die Bestimmung der durch eine frühere Belastung in der Lockerablagerung hervorgerufenen Zusammenpressung (Gefügeänderung!) mittels Drucksetzungsmessungen in einem Ödometer oder K-D-(Kompressions-Durchlässigkeits-)Gerät. Die theoretischen und instrumentellen Grundlagen für diese Methode wurden von A. CASAGRANDE und K. TERZAGHI entwickelt, und es bestehen kaum Zweifel, daß auf diese Weise exakte Werte über die maximale Vorbelastung einer Lockerablagerung gewonnen werden können, sofern die Proben sachgemäß und vorsichtig behandelt worden sind und nach der größten Belastung keine weiteren Gefügeänderungen in dem Sediment stattgefunden haben. Einige Beispiele für die Anwendung derartiger bodenphysikalischer Messungen zur Bestimmung der maximalen pleistozänen Inlandeismächtigkeit haben in spezielleren Studien A. DÜCKER (1951), G. VIETE (1957) sowie W. HARRISON (1958) veröffentlicht. Bei einer kritischen Betrachtung aller mit dieser Bestimmungsmethode zusammenhängenden Fragen ergeben sich jedoch hinsichtlich der geologischen und glaziologischen Deutung des jeweils ermittelten Wertes der maximalen Vorbelastung einige wesentliche Schwierigkeiten und Fehlerquellen, und außerdem muß mit der Möglichkeit nachträglicher Gefügeänderungen in dem eisbelasteten Sediment gerechnet werden (G. VIETE 1957). Die wesentlichsten Fehlerquellen und Einwände gegen die „Methode der maximalen Vorbelastung“ seien hier kurz zusammengefaßt.

I. Schwierigkeiten bei der geologischen Deutung des Meßergebnisses:

1. Bestimmung von Art und Mächtigkeit der z. Z. der maximalen Eismächtigkeit zwischen der Probeschicht und dem Inlandeis liegenden Sedimente (Unkenntnis nachträglicher Erosionswirkungen und -beiträge!);
2. Abschätzung der Raumgewichtsverhältnisse des Inlandeises unter Berücksichtigung der in den unteren Teilen der Eismasse eingefrorenen Grundmoräne;
3. die Druckbeanspruchung des Untergrundes seitens des Inlandeises setzt sich aus dem statischen Belastungsdruck und der Schubkraft des Eises, letztere u. a. in Abhängigkeit von der Bewegungsgeschwindigkeit, zusammen.

II. Möglichkeiten nachträglicher Gefügeänderungen:

1. durch Druckwirkungen und Erschütterungen infolge endogen-tektonischer Vorgänge, z. B. Schollenbewegungen im Rahmen einer jung-quartären Bruchtektonik;
2. durch Veränderungen des Wassergehaltes der ehemals eisbelasteten Ablagerungen;
3. durch wiederholtes Gefrieren und Auftauen der Sedimente (eiszeitliche Bodengefrorenis);
4. durch Erschütterungen, Stoß- oder Druckwirkungen bei der Gewinnung der Bodenproben (z. B. aus einer Bohrung!) sowie bei der Zurichtung der Probekörper für die Drucksetzungsmessung.

Damit ist festzustellen, daß aus der maximalen Vorbelastung eines ehemals eisbedeckten Sedimentes zwar gelegentlich gewisse Hinweise über die maximale pleistozäne Inlandeismächtigkeit abgeleitet werden können, aber diese Werte keinesfalls genauer, exakter und zuverlässiger sind, als die durch Abschätzung nach der „Dreiecksmethode“ ermittelten (G. VIETE 1957).

Abschließend kann also über die Frage der Eismächtigkeiten in den für die statischen Druckwirkungen allein in Betracht kommenden Randgebieten der pleistozänen Inlandeismassen folgendes ausgesagt werden:

1. Angaben über die Eisdicke sind i. a. nur durch Abschätzungen nach der erwähnten „Dreiecksmethode“ zu erhalten.
2. Während der Vorstoßzeiten einer Vereisung ist in Analogie zu rezenten Beobachtungen mit allgemein steilen Eisfronten zu rechnen, die z. T. Höhen von über 50 m erreicht haben werden. Dabei wird das Gefälle der Eisoberfläche in den randnahen Gebieten entsprechend den heutigen Verhältnissen in Grönland mit etwa 1:60 bis 1:100 angesetzt werden können.
3. Die Toteismassen der Stillstands- und Abschmelzzeiten hatten sicher keine steilen Eisfronten, sondern fielen mehr oder weniger schuttbedeckt mit einem Gefälle von etwa 1:150 bis 1:300 allmählich zum Vorland ab. In 10 km Randabstand wird man bei Annahme eines horizontalen Untergrundes mit einer Mächtigkeit des verschütteten Toteises von etwa 50 bis 80 m zu rechnen haben.

Zur Bestimmung des von einer Eismasse auf den Untergrund ausgeübten statischen Sohlendruckes ist neben der Kenntnis der Mächtigkeit auch noch die des mittleren Raumgewichtes des Eises erforderlich. Das Inlandeis besteht erfahrungsgemäß in seinen oberen Teilen aus leichterem Firneis²⁷, während die untersten durch den eingefrorenen Schutt der Grundmoräne ein größeres Raumgewicht aufweisen. In den pleistozänen Toteisgebieten Nord- und Mitteldeutschlands wird man kaum mit dem Vorhandensein einer mächtigen oberen Firneisschicht zu rechnen haben, dagegen muß zweifellos eine starke Verschuttung des Toteises angenommen werden, die ent-

²⁷ In Grönland wurden längs des West-Ost-Profiles der „Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener“ seismisch folgende Firneismächtigkeiten ermittelt (nach B. BROCKAMP, 1951): bei 42 km Randabstand etwa 50 m, bei 62 km 105 m, bei 120 km 145 m und im zentralen Firngebiet 300 m.

sprechend den rezenten Beobachtungen in Island, Spitzbergen und Grönland um so kräftiger gewesen sein dürfte, je älter das Toteis war. G. KELLER (1954) hat als erster die Bedeutung dieser Schuttanreicherungen des Eises für die Fragen des Belastungsdruckes einer Eismasse zahlenmäßig zu erfassen versucht. Unter Hinweis auf ein Raumgewicht von $2,1 \text{ g/cm}^3$ für wassergesättigten, gefrorenen Geschiebelehm setzt er für das Toteis einen Mittelwert von 2,1 und $0,9 \text{ g/cm}^3$, nämlich $1,5 \text{ g/cm}^3$, an. Selbstverständlich könnte man auch gewisse Annahmen über die Mächtigkeit der verschütteten Eiszone machen und diese mit $2,1 \text{ g/cm}^3$ neben dem Wert $0,9 \text{ g/cm}^3$ für reines Eis in die Rechnung eingehen lassen, aber bei der meist auch oberflächlichen Schuttbedeckung derartiger Toteisgebiete dürfte das von G. KELLER gewählte Verfahren günstiger sein.

Um die Unterschiede der sich je nach Annahme der Raumgewichtsverhältnisse ergebenden Belastungsdrucke aufzuzeigen und gleichzeitig eine Vorstellung von der Größenordnung der in den Randgebieten von Toteismassen zu erwartenden Sohlendrucke zu vermitteln, sind in der Tabelle 3 die statischen

Tabelle 3. Sohlendruck in Abhängigkeit von Mächtigkeit und Raumgewicht einer Eismasse

Aufbau der Eismasse	Raumgewicht [g/cm ³]	Sohlendruck (Belastung) bei einer Eismächtigkeit von				
		20 m [kg/cm ²]	50 m [kg/cm ²]	100 m [kg/cm ²]	200 m [kg/cm ²]	
reines Gletschereis	0,9	1,8	4,5	9,0	18,0	
reines Gletschereis mit 5 m	0,9	2,1	2,4	5,1	9,6	18,6
10 m			3,0	5,7	10,2	19,2
20 m			4,2	6,9	11,4	20,4
50 m			—	10,5	15,0	24,0
schuttreiches Toteis	1,5	3,0	7,5	15,0	30,0	
stark verschüttetes altes Toteis	1,8	3,6	9,0	18,0	36,0	

Belastungsdrucke für verschiedene Eismächtigkeiten und Annahmen über das Raumgewicht berechnet worden. Man erkennt, daß bei schuttreichen Toteismassen schon Mächtigkeiten von 50 bis 100 m recht beträchtliche Belastungsdrucke ergeben. Es ist also offenbar auch zur Erklärung der größeren glazigenen Lagerungsstörungen nicht erforderlich, riesige, mehrere 100 m hohe Inlandeisfronten anzunehmen.

3.22 Wirkungen des statischen Eisdruckes

Schon in einer der ersten speziellen Bearbeitungen der glazigenen Lagerungsstörungen hatte F. WAHNSCHAFFE (1882) darauf hingewiesen, daß durch die einseitige Belastung des Untergrundes am Eisrand wallartige Aufpressungen des Vorlandes entstehen können. Dementsprechend wurden damals vielfach die z. T. als „Durchtragungszüge“ bezeichneten Endmoränen sowie andere glazigene

Deformationen als derartige statische Aufpressungen des Untergrundes vor dem Inlandeisrand angesehen. Da bei einem weiteren Vorstoß des Eises diese Deformationen hätten wieder weitgehend zerstört werden müssen, wurde von H. SCHRÖDER (1888), TH. SCHMIERER (1910) und anderen Autoren angenommen, daß die glazigenen Lagerungsstörungen vorwiegend in der Zeit des Eisrückzuges bzw. während einer Stagnationsperiode beim Eisrückgang gebildet worden wären. Man erkannte dann aber sehr bald, daß die Art und Form der meisten glazigenen Deformationen auf eine wesentliche Beteiligung von Schubkräften deutet und daß sehr häufig nachträgliche Zerstörungen der Auffaltungen stattgefunden haben, d. h. diese Lagerungsstörungen überwiegend durch das vorstoßende Inlandeis gebildet worden sein müssen. So blieb lange Zeit nur eine eiszeitliche Formengruppe übrig, für deren Entstehung der statische Eisdruck verantwortlich gemacht wurde: die Oser (schwed. *Asar*, engl. *esker*, deutsch auch Wallberge genannt).

Die Deutung der Oser als Aufpressungen des Untergrundes in Randspalten des Inlandeises ist offenbar erstmalig durch R. KLEBS (1896) geäußert worden. M. SCHMIDT (1900) führte dann für die von ihm untersuchten, z. T. als wallförmige Rücken morphologisch klar hervortretenden Aufpressungen oder Auffaltungen des „unteren Diluviums“ durch das „obere Diluvium“ bei Naugard in Pommern (Nowograd) die Bezeichnung *Stauåsar* ein. Einige Jahre später erwähnte J. KORN (1910), daß diese rückenförmigen, mehr oder weniger senkrecht zu der jeweiligen Eisrandlage verlaufenden Aufpressungen und Wälle am Boden von subglazialen Schmelzwassertunneln beim Vorhandensein eines hinreichend plastischen Untergrundes entstanden seien. H. HESS v. WICHDORF (1912a) unterschied schließlich noch zwischen den durch langgestreckte Auffaltung des Untergrundes gekennzeichneten *Stauåsar* und sog. *Aufpressungsåsar*, bei denen in Aufschüttungswällen (= Aufschüttungsoser) an einzelnen Stellen Geschiebemergel aus dem Liegenden riffartig aufgepreßt wurde. Ihre Entstehung deutete er wie folgt:

In die am Boden von eisrandnahen Spalten oder Schmelzwassertunneln abgelagerten Sande und Kiese der Schmelzwässer drang an manchen Stellen — „möglicherweise durch kleine Oszillationen des Eisrandes, durch Entstehung neuer Eisspalten oder sonstige Änderungen der Druckverhältnisse infolge von Bewegungen des Eises bedingt — die aufgeweichte, unter dem Eis als zusammenhängende Ablagerung der Gletschersohle überall vorhandene Grundmoräne (Geschiebemergel) von unten her in den Schmelzwasserkanal als aufgepreßter Keil ein und hob gleichzeitig die bereits abgelagerten Kiese und Sande steil empor“. (H. v. WICHDORF 1912, S. 107.)

Ohne näher auf die Einzelheiten der Osbildungen einzugehen, kann festgestellt werden, daß im norddeutschen Vereisungsgebiet neben reinen Aufschüttungsosern²⁸ häufig Formen vorkommen, bei denen durch Aufpressung bzw. -faltung des Untergrundes die hangenden Ablagerungen aufgewölbt und z. T. auch durch-

²⁸ Die früher von H. PHILIPP (1912) und einigen anderen Autoren vertretene Auffassung, daß alle Oser nur durch Aufschüttung entstanden seien, trifft für Norddeutschland zweifellos nicht zu. Die während des Gotiglazials gebildeten Oser in Süd- und Mittelschweden sind jedoch nahezu ausschließlich Aufschüttungsformen.

brochen worden sind. Man bezeichnet sie mit G. KELLER, K. RICHTER und P. WOLDTSTEDT am besten als Kernoser und die sowohl genetisch als auch hinsichtlich ihres inneren Aufbaues ähnlichen, jedoch breiteren und kürzeren Rücken als Kernkames. Es bestehen heute, vor allem nach den bodenmechanischen Untersuchungen von G. KELLER (1954), kaum noch Zweifel, daß es sich hierbei um Bildungen in mehr (Kames) oder weniger (Oser) breiten Spalten im Bereich von Toteisgebieten handelt. Dabei dürfte es kaum erforderlich sein, mit K. RICHTER (1937, S. 156) die Aufpressungen aus dem Liegenden durch Abscherungen im Untergrund infolge erneuter geringer Bewegungen des Toteises zu deuten. Die Belastungsunterschiede am Boden einer derartigen Eispalte sind, wie noch gezeigt wird, groß genug, um ohne Mitwirkung von zusätzlichen Schubkräften „Liegendaufpressungen“ dieser Art zu erzeugen. — Wie bereits erwähnt wurde, sind Auf- bzw. Einpressungen von Grundmoränenmaterial in Grundspalten des Eises auch rezent — vor allem an den Gletschern Spitzbergs und Islands — beobachtet und von E. TODTMANN (1957) als subglaziale Aufpressungsrücken bezeichnet worden.

Das Vorkommen rein statischer Druckwirkungen des Inlandeises unter den mannigfachen Deformationen der tertiären Braunkohlenflöze in Nord- und Mitteldeutschland wurde wohl erstmalig von H. WEIGELT (1928) und W. WEISSERMEL (1930) in Betracht gezogen. Die genannten Autoren deuteten die etwa NW—SE streichenden Flözfalten in den Tagebauen Leonhardt, Pfännerhall und Rheinland des Geiseltales als durch isostatischen Druckausgleich zwischen Kohle und Deckgebirge vor einem vorstoßenden, ruhenden oder zurückweichenden Eisrand entstandene Aufpressungen. Für ähnliche, im gleichen Gebiet auftretende, jedoch etwa rechtwinklig zu den erstgenannten verlaufende Deformationen nahm W. WEISSERMEL (1930) entsprechend den Kernosern eine Entstehung unter randlichen Eisspalten an.²⁹ Wenig später beschrieb R. GRAHMANN (1934) aus dem Tagebau Regis-Breitingen steile, nördlich bis nordöstlich streichende, 15 bis 20 m hohe „Flözsättel“, welche die hangenden Sande und Schotter z. T. unter Mitschleppung durchstoßen haben und keinerlei Anzeichen für eine tangentielle Druck- oder Schubwirkung erkennen ließen (Tafel 21/6, 7). Der genannte Autor erklärte diese Sättel durch ein „Aufquellen“ der Kohle vor dem Eisrand (einseitige Belastung und Ausweichen des Untergrundes in Richtung des „druckfreien“ Vorlandes). — In jüngster Zeit konnte dann O. WAGENBRETH (1955) zeigen, daß die im Zeitzer Braunkohlenrevier, vor allem im Tagebau Profen sowie in dem ehemaligen Tagebau Wähltitz vorkommenden 2 bis 20 m breiten und 5 bis über 15 m hohen, schmalen und steilen Flözsättel, den Kernosern ähnliche Aufpressungen darstellen (Tafel 21/1, 6). Sie treten ausschließlich im sog. Hauptflöz auf, und zwar nur dort, wo über der Kohle keine tertiären Ablagerungen erhalten sind und das Kohlenhangende durch die mittelpleistozänen Elsterschotter gebildet wird. Daraus ist ersichtlich, daß die Bildung

²⁹ Ob jedoch auch die bis 30 m Höhe erreichenden rundlichen, kuppelförmigen Flözaufwölbungen des Geiseltales gemäß H. WEIGELT (1928) als statische Aufpressungen zu erklären sind, erscheint sehr unwahrscheinlich.

derartiger Flözdeformationen offenbar sowohl von der Mächtigkeit als auch der Art der über der Kohle liegenden Schichten abhängig ist. (Die gleichen Feststellungen hatten bereits R. LEHMANN (1930) und für die Geiseltalkohle W. WEISSERMEL (1930) gemacht.) Die Flözsättel in Profen streichen vorwiegend etwa N-S, im Innern ist z. T. eine intensive Fältelung der Schwelkohlenbänder zu beobachten, und die Hangendschichten zeigen in der Umgebung der Aufpressungen oftmals kräftige Schleppungserscheinungen (Tafel 21/4). Nach den allgemeinen Befunden wird man der Deutung von O. WAGENBRETH, daß es sich um isostatische Aufpressungen der Kohle unter Randspalten des pleistozänen Inlandeises (Toteises) handelt, nur zustimmen können. Interessant ist, daß in Profen auch Zeugnisse für erneute geringe Bewegungen des Toteises nach der Bildung der Aufpressungen vorliegen. Die oberen Teile der Aufpressungen zeigen gelegentlich schwache nach S gerichtete Verbiegungen und Auswälvungen, die am einfachsten durch eine Schließung der jeweiligen Eisspalte und eine — wenn auch geringe — erneute Bewegung des Toteises zu erklären sind. Hier kann man also die von K. RICHTER (1937) geforderte Reaktivierung von Toteismassen nachweisen, allerdings braucht man sie nicht für die Aufpressungen selbst, sondern nur für deren teilweise Deformation verantwortlich zu machen. Wahrscheinlich handelt es sich dabei nur um lokale, durch das subglaziale Relief verursachte Bewegungen einzelner Toteisblöcke. Flözdeformationen der gleichen Art wie in Profen konnte Verf. auch in den Tagebauen Berzdorf a. d. Eigen (Tafel 2/1), Piskowitz (Tafel 4/4) und Golpa IV (Tafel 19/3) beobachten.

Außer den oben erläuterten sind bisher keine weiteren glaziärtektonischen Deformationen als reine Wirkungen des Sohlendruckes bzw. der Belastungsdifferenzen zwischen eisbedecktem und eisfreiem Untergrund identifiziert worden. Die Ursache für dieses verhältnismäßig seltene Vorkommen dürfte in folgenden drei Gründen zu suchen sein:

1. Ausschließlich statische Druckäußerungen können nur in den Gebieten entstanden und erhalten sein, die längere Zeit durch spaltenreiches Toteis bedeckt waren, welches nachträglich keine wesentlichen Bewegungsimpulse mehr erhalten hat. Anderenfalls sind die Kennzeichen der statischen Formen verwischt bzw. dynamisch überprägt worden.
2. Statische Lagerungsstörungen sind allgemein nur dort noch zu erkennen, wo nach ihrer Entstehung keine erneute Eisbedeckung erfolgt ist, da durch ein erneut vorstoßendes Eis die Wallberge abgetragen und die Flözaufpressungen mehr oder weniger stark „dynamisch“ umgeformt worden wären. Man wird also elstereiszeitliche Flözdeformationen dieser Art wahrscheinlich nur in dem Gebiet zwischen den äußersten Randlagen der Elster- und der Saalevereisung, saaleeiszeitliche (i. e. S.) nur zwischen der Südgrenze dieser Vereisung und der des Warthestadiums usw. antreffen. In Hinblick auf die Osrücken ist außerdem zu berücksichtigen, daß diese auch durch Erosion und kaltzeitliches Bodenfließen mehr oder weniger stark zerstört werden konnten. Daher gehört die Mehrzahl der letztge-

nannten Formen in Nord- und Mitteldeutschland der letzten Vereisung und in dieser wiederum den letzten Stadien der Eisbedeckung Norddeutschlands an.

3. Grundsätzlich konnten derartige Lagerungsstörungen nur dort entstehen, wo im Untergrund Schichten mit entsprechend günstigen bodenmechanischen Eigenschaften vorhanden waren (Plastizität, Scherfestigkeit usw.).

Überblickt man die erläuterten statischen Druckwirkungen des Inlandeises, so ist ohne weiteres erkennbar, daß es sich hierbei um Erscheinungen handelt, wie sie im Bergbau als *Liegendpressungen* auf Streckensohlen und vor allem am Fuße mächtiger Abraumkippen (Tafel 12/6, 7) zu beobachten sind und in der Baugrund- bzw. Ingenieurgeologie als eine Folge zu starker Belastungen von Lockerablagerungen durch Bauwerke auftreten. In jedem Falle sind diese Bodenaufwulstungen oder -auspressungen (Grundbruch) außer von der Größe des einseitigen Belastungsdruckes und der Belastungsgeschwindigkeit vor allem vom *bodenmechanischen Verhalten* der Untergrundschichten abhängig (petrographischer Charakter, Korngröße, Art der Schichtenfolge, Mächtigkeit der Einzelschichten, Wassergehalt usw.). Diese Faktoren sind für die Tragfähigkeit (Setzung, Scherfestigkeit, Winkel der inneren Reibung, Plastizität usw.) des Untergrundes bestimmend und müssen also auch bei der Genese der glazigenen statischen Aufpressungen berücksichtigt werden. Es ergibt sich damit die Möglichkeit, aus den Bildungsbedingungen gegenwärtiger Bodenaufpressungen gewisse Schlüsse über die Genese der entsprechenden pleistozänen eisbedingten Lagerungsstörungen abzuleiten.

Für derartige vergleichende Betrachtungen eignen sich am besten die *Liegendpressungen* in den Braunkohlentagebauen. Sie treten bekanntlich vor allem in Förderbrückenbetrieben am Fuße der Innenkippen auf und werden durch die zu starke einseitige Belastung des durch den Kohlenabbau weitgehend entblößten Flözliegenden seitens der Abraumkippen verursacht (Tafel 12/6, 7). Dabei sind folgende Faktoren von Bedeutung: Höhe und Böschungswinkel der Kippe, Belastungsgeschwindigkeit, Breite des entblößten, d. h. mehr oder weniger druckfreien Raumes und besonders die bodenphysikalischen Eigenschaften des Liegendmaterials (vgl. auch H. MATSCHAK 1952). Da in der Lausitz das Liegende des Unterflözes (Lausitzer Flöz 2) sehr häufig aus Ton bzw. tonigen oder schluffigen Ablagerungen besteht, sind hier die geologischen Voraussetzungen für die Bildung von Liegendpressungen sehr günstig. Dabei hat sich gezeigt, daß eine besondere Gefährdung bei muldenförmiger Lagerung derartiger Liegendschichten vorhanden ist, weil hier durch Wassersättigung (Porenwasserüberdruck) eine wesentliche Verminderung der Scherfestigkeit des Untergrundes eintritt. Auch die Mächtigkeit der „Liegendletten“ ist von Bedeutung. Während eine dicke, wassergesättigte Lettenschicht infolge ihrer Plastizität unter einer Auflast weitgehend zusammengepreßt werden kann und es daher nur zu geringen Aufwulstungen im druckfreien Raum kommt, wird bei dünnen Tonschichten schon durch relativ geringe Belastungen

die Scherfestigkeit überschritten³⁰, und es kommt zu starken Ausquetschungen des Untergrundes (Grundbruch).

Um eine Vorstellung von der Größenordnung der Sohlendrucke von Abraumkippen bei derartigen Liegendpressungen zu gewinnen, sind in Tabelle 4

Tabelle 4. Liegendaufpressungen in Braunkohlentagebauen

	Höhe der Kippe [m]	Böschungswinkel	Sohlendruck (vgl. Fußnote ³¹) [kg/cm ²]	Höhe der Aufpressung [m]	Bemerkungen
ehem. Tagebau Ilse-Ost (1931—1934)	35	1:3,2	etwa 7	10—15	Aufschiebung d. Lgd. auf d. Kohlentiefschnitt
ehem. Tgb. Anna-Süd, jetzt „Frohe Zukunft“	52	34—36°	10	9—10	
ehem. Tagebau Meurostolln	34,5—56 (Mittel rd. 45 m)		7—11 (9)	10—11	Oberkante des 8 m hohen Kohlentiefschnitts um 2,5 m angehoben
ehem. Tagebau Friedländer (1943)	60—67	34—35°	12—13	4—6	Länge der Aufpressung 300 m, Breite bis 50 m
Tagebau Greifenhain (1952)	23—24	rd. 1:3,4	4,5—5	1,5	
Tagebau Franz Mehring, Brückenfeld (1955/56)	rd. 20	30—32°	4	1,2—4	Länge der Aufpressung etwa 200 m, Breite 12—15 m
ehem. Tagebau Cäcilie- Elisabeth (Geiseltal)	60		12	12—14	

einige Angaben über Aufpressungen in mitteldeutschen Tagebauen nach Beobachtungen von H. MATSCHAK, K. KEGEL und dem Verfasser zusammengestellt und der Sohlendruck der Kippe abgeschätzt worden.³¹ Unabhängig von der Frage, ob die statischen Aufpressungen der pleistozänen Inlandeismassen unter den gleichen (Porenwasserüberdruck in einem Auftauboden) oder anderen (Bodengefrorenis) Bedingungen als die Liegendpressungen in den Braunkohlentagebauen der Lausitz entstanden sind, geben die Werte gewisse Anhaltspunkte über die zur Bildung der statischen Aufpressungen in Toteisgebieten erforderlichen Belastungen und damit Eismächtigkeiten. Die Grenzwerte in der Tabelle 4 liegen zwischen 4 und 13 kg/cm². Geht man mit diesen Werten in die Tabelle 3 ein, so ergibt sich, daß es nicht erforderlich ist, zur Entstehung von

³⁰ Der Liegendton hat in der Lausitz nur eine mittlere Mächtigkeit von 0,2 bis 0,3 m. H. MATSCHAK (1952) ermittelte für ihn bei einem Normdruck von 3 at eine Scherfestigkeit von 1,46 bis 1,92 kg/cm². Es sind also hier auf Grund der geologischen Verhältnisse nur sehr geringe Auflasten zur Auslösung von Abscherungen im Untergrund und damit zur Bildung von Aufpressungen erforderlich.

³¹ Bei den Abschätzungen wurde ein mittleres Raumgewicht der Abraummassen von 2,0 g/cm³ angesetzt und angenommen, daß die Kippe dem Flözliegenden aufliegt. Tatsächlich werden in entsprechend gefährdeten Gebieten meist etwa 0,5 m Kohle im Liegenden angebaut.

statischen Aufpressungen randliche Toteismächtigkeiten von mehr als 100 m anzunehmen. Teilweise dürften vielleicht sogar schon 20 bis 30 m Toteis ausreichend gewesen sein, um Aufpressungen in Spalten auszulösen. Dementsprechend können auch die von G. KELLER (1954) für die Geschiebemergelaufpressungen in Kamesrücken Nordwestdeutschlands (60 m Toteis; maximaler Sohlendruck 10 kg/cm^2 , randlich $6,5 \text{ kg/cm}^2$) und O. WAGENBRETH (1955) für die Flözaufpressungen in Profen (60 m Eis und 10 m Schotter; Sohlendruck 7 kg/cm^2) angegebenen Druckwerte größenordnungsmäßig durchaus zutreffen.

Bei den von O. WAGENBRETH (1955) angegebenen Werten handelt es sich allerdings nur um eine grobe Abschätzung, da die Gesetzmäßigkeiten der Spannungsverteilung unter den Toteisblöcken nicht berücksichtigt wurden. K. S. ORDUJANZ (1954, S. 57/58) gibt eine einfache Methode zur Berechnung der Spannungsverteilung unter einer Auflast mit rechteckiger Grundfläche an, die im Folgenden auf die von O. WAGENBRETH in Bild 15 seiner Arbeit dargestellten Verhältnisse angewendet werden soll. Zwischen der östlichen und mittleren Aufpressung dieses Bildes (Tafel 21/4) muß eine etwa 20 m breiter und mindestens 30 bis 40 m langer Toteisklotz gelegen haben. Im Bild 1 sind oben (a) die mit Hilfe der Formeln von K. S. ORDUJANZ errechneten Druckspannungen in einigen Tiefen unter einem 20 m breiten, 40 m langen und 60 m hohen Eisklotz (Raumgewicht $0,9 \text{ g/cm}^3$) angegeben. Unter Berücksichtigung der von den 8 m Schottern (Raumgewicht mit $2,0 \text{ g/cm}^3$ angenommen) ausgeübten Belastung erhöhen sich die Druckspannungen an der Kohlenoberfläche auf $5,9 \text{ kg/cm}^2$ (Mittellast) bzw. $2,9 \text{ kg/cm}^2$ (Randspannung). Wie in Fußnote ²⁵ bemerkt wurde, ist damit zu rechnen, daß die Eisdicke im Raume Profen wegen der stärkeren Oberflächenneigung des Eises etwas mächtiger war, als O. WAGENBRETH annahm. Außerdem dürfte auch das von ihm angesetzte Raumgewicht des Eises wegen der erfahrungsgemäß starken Verschuttung von Toteismassen zu niedrig angesetzt worden sein. Es wurde daher die Rechnung nochmals für einen Toteiskörper von $20 \times 40 \times 80 \text{ m}$ mit einem Raumgewicht von $1,5 \text{ g/cm}^3$ durchgeführt (Bild 1b). Berücksichtigt man wiederum die Belastung der Kohle durch die hangenden Schotter, so ergeben sich für die Kohlenoberfläche unter der Körpermitte $11,25 \text{ kg/cm}^2$ und unter dem Rande $4,4 \text{ kg/cm}^2$. Es zeigt sich, daß der Belastungsüberdruck auf der Flözoberfläche am Rande des Eisblockes (dabei ist noch die hier nicht näher berücksichtigte Grenzfläche des Druckkegels zu beachten) recht gering, im Falle des Bildes 1a zur Bildung von Flözaufpressungen sicher zu niedrig ist. Wenn trotzdem 7 bis 15 m hohe und bis 5 m breite Aufpressungen der Braunkohle ausgelöst wurden, so deutet das auf eine hohe Plastizität der Kohle bzw. eine Mitwirkung der größeren Spannungen unter dem mittleren Teil der schmalen Eisblöcke. (G. KELLER, 1954, ermittelte für Geschiebemergleinpressungen in Kamesrücken am Fuße der Toteisblöcke Überdrucke von 4,5 at.)

Zusammenfassend ist somit festzustellen, daß man sich über die Größe und Wirkung des statischen Belastungsdruckes der pleistozänen Inlandeismassen wenigstens teilweise ein recht gutes Bild machen kann.

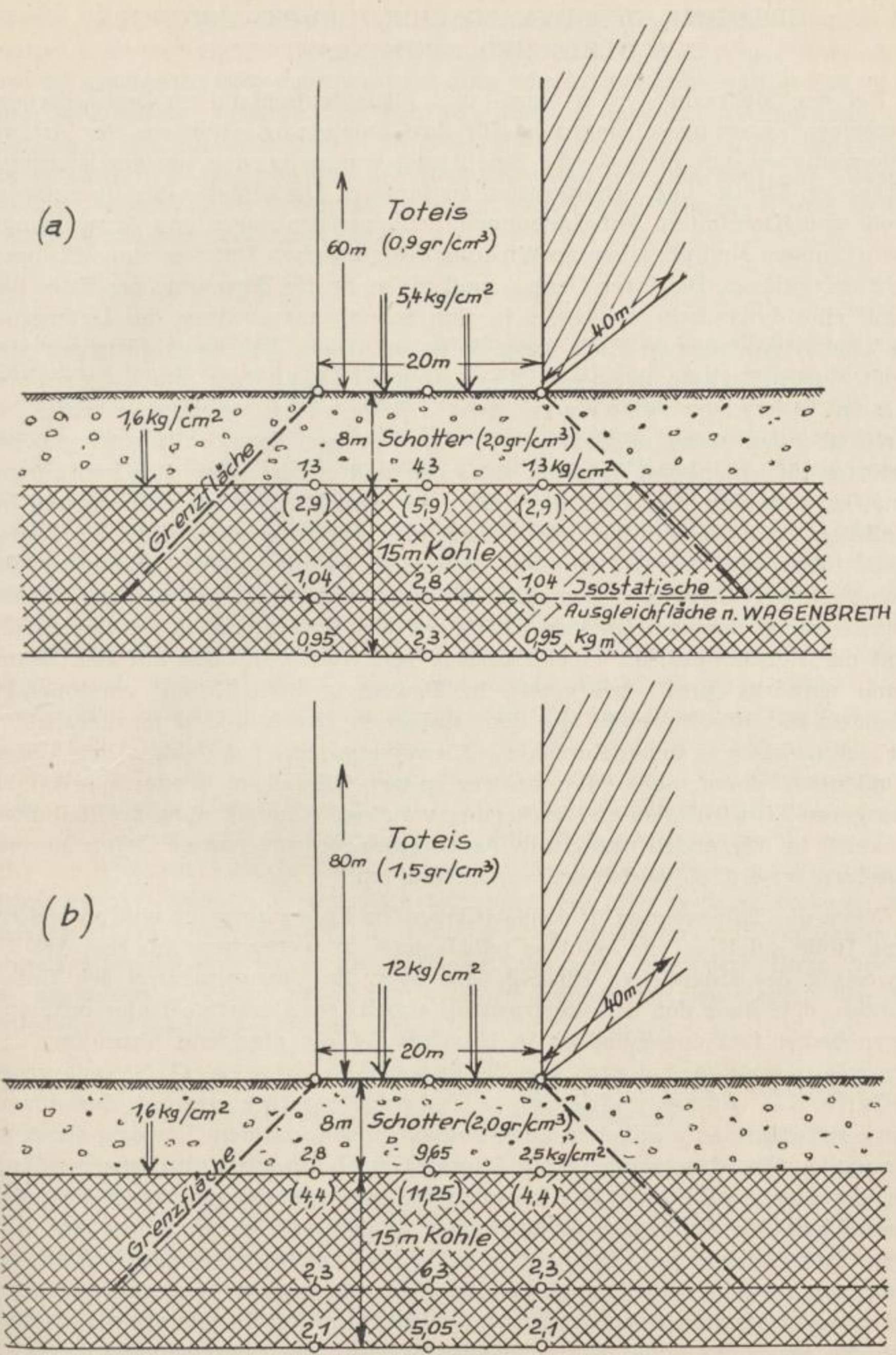


Bild 1. Beispiel für die Druckverteilung unter einem Toteisblock

3.3 URSACHEN DER DYNAMISCHEN DRUCKWIRKUNGEN DES GLETSCHER- UND INLANDEISES

Bei der Mehrzahl der in Nord- und Mitteldeutschland zu beobachtenden glazigenen Lagerungsstörungen ist für ihre Entstehung schon aus der Art der Deformationen eine maßgebliche Beteiligung von mehr oder weniger horizontal wirkenden Druck- und Schubkräften zu fordern. Die schiefen bis überkippten Groß- und Kleinfalten, Aufschiebungen, Schuppenstrukturen und Auswalzungserscheinungen sind als alleinige Wirkung des statischen Druckes einer Eismasse nicht zu erklären. Bei ihrer Genese muß vielmehr die Bewegung des Eises und damit eine dynamische Druck-, d. h. eine Schubbeanspruchung des Untergrundes eine hervorragende Rolle gespielt haben. Diese Lagerungsstörungen sind somit durch Zusammenwirken von statischen und dynamischen Beanspruchungen des Liegenden gebildet worden. Es dürfte aber nur selten möglich sein, in dem heutigen Formenbild eines glazigen gestörten Schichtenkomplexes die statischen und dynamischen Druckwirkungen genau zu unterscheiden, da die ersteren, vor dem Rand einer in Bewegung befindlichen Eismasse gebildet, stets durch das weiter vordringende Eis „dynamisch“ überprägt werden mußten. Außerdem ist die größere Häufigkeit der „kombinierten“ Störungen gegenüber den rein statischen durch den günstigeren Angriffswinkel der kombinierten Kräfte auf den Untergrund zu erklären. Während der Belastungsdruck einer Eismasse senkrecht von oben auf den Untergrund einwirkt, greift bei einem in Bewegung befindlichen, vorstoßenden Inlandeis die Resultierende aus dem statischen Druck und dem zunächst als horizontal wirkend anzunehmenden „Bewegungsdruck“ des Eises den Untergrund unter einem mehr oder weniger spitzen Winkel an, wodurch selbst bei geringeren Eismächtigkeiten Abscherungsvorgänge (Überwindung des Reibungswinkels!) im Liegenden und damit Aufstauchungen und andere Deformationen desselben wesentlich erleichtert werden mußten.

Wenn die Eisbewegung in dem vorliegenden Fragenkomplex eine so bedeutende Rolle spielt, so erscheint es naheliegend, zu versuchen, aus der Art der Bewegung des Inlandeises Rückschlüsse über die Beanspruchung des Untergrundes, d. h. über den Störungsvorgang abzuleiten. Derartige Untersuchungen liegen bisher fast ausschließlich in Hinblick auf die glazigene Abtragung vor. Nur relativ wenige Autoren, wie W. PHILIPP, K. RICHTER, G. SLATER sowie K. GRIPP, K. V. BÜLOW und G. SEIFERT haben gelegentlich versucht, Zusammenhänge zwischen den glazigenen Lagerungsstörungen und dem Bewegungsmechanismus des Eises herauszuarbeiten. Diese Zurückhaltung ist durchaus verständlich, denn es muß hierbei das komplizierte, von zahlreichen schwer abschätzbaren Variablen abhängige Problem der glazigenen Deformationen mit dem ebenfalls komplexen und bei weitem noch nicht restlos geklärten Problem der Bewegungsvorgänge in Gletschern und Inlandeismassen verknüpft werden. Außerdem ist zu berücksichtigen, daß nicht nur die Bewegungsart, sondern auch die Mächtigkeit und Vorstoßgeschwindigkeit des pleistozänen Inlandeises an dem Störungsvorgang beteiligt sind. Obwohl — wie vorgreifend festgestellt

werden muß — viele dieser Fragen z. Z. nur recht unzulänglich beantwortet werden können, erscheint ihre Diskussion im Rahmen einer allgemeinen Analyse des glazigenen Störungsvorganges doch angebracht. Dabei gilt es vor allem, eine Übersicht der neueren Vorstellungen über die Bewegungsverhältnisse von Gletschern und Inlandeismassen zu geben und zu untersuchen, ob die glazialgeologischen und -morphologischen Beobachtungen aus den heutigen Eisrandgebieten irgendwelche Zusammenhänge zwischen Eisbewegungen und Untergrundbeeinflussung erkennen lassen.

3.31 Mächtigkeit des vorstoßenden Inlandeises

Da für die Genese der glazigenen Lagerungsstörungen vor allem die Druckdifferenzen zwischen dem eisbedeckten Gebiet und dem unbelasteten Vorland und nicht die maximalen Belastungen durch das Inlandeis von Bedeutung sind, interessieren hier ausschließlich die Randmächtigkeiten des vorstoßenden pleistozänen Eises. Eine nähere Erörterung dieser Frage erübrigt sich, da sie bereits im Abschnitt 3.21 erfolgte. Es sei hier nur wiederholt, daß Angaben über die Mächtigkeit der vorstoßenden Eisfronten nahezu ausschließlich auf Grund von Vergleichen mit den heutigen Inlandeisgebieten und Inlets bzw. ihren Randgletschern gemacht werden können. Danach muß im allgemeinen mit ziemlich steilen Eisfronten gerechnet werden, deren Höhe, sowohl zeitlich als auch lokal in Abhängigkeit von der jeweiligen präglazialzeitlichen Morphologie stark schwankend, Beträge von z. T. 50 m und mehr (nach K. GRIPP — 1929 — sogar 100 bis 200 m) erreichen konnte. Hinter dem Eisrand wird die Oberfläche des Eises wahrscheinlich — wie z. B. gegenwärtig in Grönland — anfangs ziemlich steil und dann immer mehr abflachend angestiegen sein (Oberflächenneigung in den randnahen Gebieten im Mittel 1 : 60 bis 1 : 100). Hinsichtlich des von dem randlichen Eis auf den Untergrund ausgeübten Belastungsdruckes gelten ebenfalls die früheren Ausführungen, wobei die Verunreinigungen des Eises durch Moränenschutt recht unterschiedlich, wahrscheinlich aber geringer gewesen sein werden als in Toteisgebieten. In Ermangelung genauerer Anhaltspunkte erscheint es am günstigsten, für das randliche Inlandeis ein mittleres Raumgewicht von höchstens $1,5 \text{ g/cm}^3$ anzusetzen (die entsprechenden Druckwerte für verschiedene Eismächtigkeiten vgl. Tab. 3).

3.32 Allgemeine Betrachtungen über die Bewegungsvorgänge im Gletschereis

Die Bewegungsvorgänge des Gletscher- und Inlandeises stellen eines der Kernprobleme der Glaziologie dar. Grundsätzlich gilt, daß die Eisbewegung in erster Linie von den physikalischen Eigenschaften des Eises, von dem Zusammenhang zwischen Spannung und Deformation, d. h. von dem Gesetz der Formveränderungen des Eises abhängig ist, welches seinerseits u. a. maßgeblich von den Temperaturverhältnissen, der Anisotropie und der Reinheit des Eises beeinflußt wird. Außerdem sind eine Reihe äußerer Faktoren, wie das Gefälle und Relief des Untergrundes, das Verhältnis von Akkumulation zu Ab-

lation, die Lufttemperaturen, die Niederschlagsmengen usw., von wesentlicher Bedeutung. Auf Grund dieser mannigfaltigen Abhängigkeiten wird man kaum annehmen dürfen, daß die Bewegungsvorgänge in allen Gletscher- und Eisgebieten der Erde gleichartig sind. Ganz besonders wird man wegen der erwähnten klimatischen Einflüsse (nach W. AHLMANN 1935, 1948) zwischen *temperierten* Gletschern (z. B. Skandinaviens, der Alpen, des Pamir), welche aus schnell rekristallisiertem Eis bestehen und deren Temperaturen — mit Ausnahme einer oberflächennahen Zone — im Winter allgemein im Bereich des Schmelzpunktes liegen, und *hochpolaren* Gletschern (z. B. das Inlandeis Grönlands), die bis zu mehr als 100 m Tiefe aus kristallinem Firn mit einer meist erheblich unter 0°C liegenden Temperatur bestehen, sowie einem Übergangstyp, den sog. *subpolaren* Gletschern, unterscheiden müssen. Außerdem ist anzunehmen, daß in den Eisströmen, die sich unter dem Einfluß der Schwerkraft entsprechend dem Gefälle des Untergrundes talwärts bewegen (z. B. Gletscher des alpinen Typus), andere Bewegungsvorgänge vorherrschen als in den Inlandeisgebieten mit z. T. ebenem oder sogar gegen die Bewegungsrichtung des Eises ansteigendem Untergrund. Die auf Grund von glaziologischen Feldbeobachtungen, Laborversuchen, theoretischen Betrachtungen und Berechnungen aufgestellten Theorien der Gletscherbewegung beziehen sich vorwiegend auf den Typ der alpinen Talgletscher. Den Verhältnissen im Inlandeis ist erst in neuerer Zeit im Zusammenhang mit der intensiven Erforschung der grönländischen Eiskappe eine stärkere Beachtung geschenkt worden.

Es gehört nicht in den Rahmen dieser Arbeit, eine vollständige Darstellung der zahlreichen theoretischen Erörterungen über das Problem der Gletscherbewegung zu geben. Da aber die Möglichkeit einer Abhängigkeit des glazigenen Störungsvorganges von der Bewegungsart des Eises gegeben ist und Untersuchungen zu dieser Frage vor allem in Hinblick auf die neueren Vorstellungen über die Eisbewegung fehlen und diese neueren Anschauungen bisher in der deutschsprachigen Literatur leider wenig beachtet worden sind, ist es doch erforderlich, auf einige allgemeine Grundlagen einzugehen.³² Dabei wird zunächst rein mechanisch unterschieden zwischen *Gleitbewegungen* auf inglazialen Scherflächen oder in Form von Blockschollen und *Fließbewegungen* entsprechend denen einer zähen Flüssigkeit bzw. einem plastischen Verhalten des Eises.

Gleitbewegungen

Grundsätzlich handelt es sich hierbei um die Annahme diskontinuierlicher Bewegungen einzelner, in sich starrer Gletscherteile auf Gleitbahnen in oder unter dem Eis. In der besonders von H. PHILIPP (1920) vertretenen *Scherflächentheorie* wird ein „ruckweises Übereinandergleiten in sich fest zusammenhängender Gletscherteile an einer Anzahl von Abscherungsflächen, deren Anordnung durch die Gestaltung des Untergrundes bedingt ist“, angenommen. Derartige Bewegungen längs inglazialer Scherflächen sind an zahlreichen Gletschern, vor allem in Spitzbergen (K. GRIPP) und Island (E. TODTMANN, V. OKKO), aber auch in anderen Gebieten beobachtet worden. Die Dichte

³² Neben den im Text zitierten Spezialarbeiten sei besonders auf die neueren zusammenfassenden Darstellungen des Problems der Gletscherbewegung von M. F. PERUTZ (1947), G. SELIGMAN (1949), R. P. SHARP (1954) und H. KÖRNER (1954) hingewiesen.

der Scherflächen ist nach K. GRIPP (1929) am größten in den unteren Teilen eines Gletschers, und zwar in der Übergangszone zum schuttreichen Basiseis. Von dieser Grenze des Grundmoränenschuttes erweitert sich nach unten der Abstand der Scherflächen, welche hier stets mit den vereinzelt vorkommenden Bändern reineren Eises zusammenfallen. Die Scherflächenbewegungen treten besonders in den Eisrandgebieten bzw. den Gletscherzungen auf und sind hier von den tieferen Teilen des Gletschers in Bewegungsrichtung des Eises aufsteigend zu seiner Oberfläche gerichtet. Dabei wird, wie schon K. GRIPP (1927, 1929) aus Spitzbergen und u. a. V. OKKO (1955) von den Randgletschern des Vatnajökull beschrieben hat, längs der Scherflächen Moränenmaterial aus den unteren Teilen des Eises aufwärts transportiert und so die Eisoberfläche mit randparallelen, mehr oder weniger breiten Streifen aus Grundmoränenmaterial bedeckt. V. OKKO betont aber, daß diese Aufwärtsbewegungen nicht auf die Scherflächen beschränkt sind, sondern auch in dem dazwischen liegenden Eise auftreten. Daraus folgt, daß die Gleitbretter in sich offenbar nicht völlig starr sind. Zu dem gleichen Schluß zwingen die Beobachtungen K. RICHTERS (1929a, 1933) über die Längsachseneinregelung der Geschiebe in norddeutschen Grundmoränen und die Untersuchungen des Korngefüges in Geschiebemergeln durch G. SEIFERT (1954). Letzterer stellte fest, daß in unmittelbarer Umgebung der noch heute in den Geschiebemergeln Norddeutschlands nachweisbaren Scherflächen eine Einreglung der Körner mit ihren Längsachsen in die ehemalige Bewegungsrichtung, im Innern dickerer Geschiebemergelbänke jedoch senkrecht dazu vorhanden ist und in der Zwischenzone die Längsachsen jeweils von der einen in die andere Richtung umschwenken. Das kann gefügekundlich nur so gedeutet werden, daß auch im Innern der schuttreichen Gleitbretter in der Nähe der Basis eines Gletschers Bewegungen stattgefunden haben, die Körner aber hier infolge der starken Reibung senkrecht zur allgemeinen Bewegungsrichtung orientiert wurden.

Die Theorie der Blockschollenbewegung, die von R. FINSTERWALDER (zuletzt 1950) entwickelt wurde, nimmt ein ruckweises Abgleiten einzelner Gletscherteile „en bloc“ über dem Untergrund an. Bewegungen dieser Art wurden z. B. am Rakhiot- und Baltoro-Gletscher beobachtet. Sie treten jedoch offenbar nur in „schnellen“ Gletschern mit starkem Untergrundgefälle auf, und es besteht nach R. FINSTERWALDER die Möglichkeit, daß sich hier infolge einer Überbeanspruchung des Eises durch Scherkräfte seine Konsistenz ändert, so daß statt der normalen plastischen Deformationen nur starre „en bloc“-Bewegungen erfolgen.

Allgemeine Voraussetzung für das Auftreten derartiger diskontinuierlicher Gleitbewegungen ist eine weitgehend starre Reaktion der einzelnen Teile des Gletschereises. Unter Hinweis auf das plastische Verhalten des Eises ist daher von zahlreichen Autoren (u. a. M. LAGALLY 1934, E. V. DRYGALSKI 1938) die Bildung von in sich starren Gleitbrettern in den tieferen Teilen eines Gletschers bestritten und der genannten, besonders von H. PHILIPP postulierten Bewegungsart nur eine untergeordnete Bedeutung beigemessen worden. Die erforder-

liche Richtigkeit des Eises sei danach vor allem an niedrige Temperaturen gebunden³³, und man müßte dementsprechend nicht in den unteren, sondern in den äußeren (oberen) Schichten der kalten polaren und hochpolaren Eismassen mit dem Vorhandensein von derartigen Scherflächenbewegungen rechnen. Andererseits scheint sich ein starres Verhalten des Eises auch bei großen Fortbewegungsgeschwindigkeiten einzustellen, die ihrerseits eine Funktion der Neigung des Untergrundes und der Ernährung des Gletschers sind. Man könnte dieses Verhalten etwa mit der bekannten starren Reaktion von Eis bei plötzlicher, kräftiger Druckbeanspruchung gegenüber seinem plastischen Verhalten bei allmählicher Beanspruchung vergleichen. — Grundsätzlich ist also festzustellen, daß Scherflächenbewegungen im Sinne H. PHILIPPS und „en-bloc“-Bewegungen zwar vorkommen können, aber wegen ihrer Bindung an bestimmte Voraussetzungen nicht verallgemeinert werden dürfen.

Fließbewegungen

Die normale Bewegungsart des Gletschereises ist — daran dürfte heute kaum noch gezweifelt werden — eine Fließbewegung. Ob es sich dabei um molekulare Verschiebungen in den einzelnen Eiskristallen (Translation senkrecht zur optischen Achse längs interkristalliner Gleitflächen) bzw. innerhalb der Gletscherkörner (intergranulares Gleiten) oder um Regelationsvorgänge handelt, ist für die vorliegende Problemstellung ohne Bedeutung. Wesentlich dagegen ist das Formänderungsverhalten des Eises gegenüber Druck- und Scherkräften sowie in Abhängigkeit von der Temperatur.

Nach der *Viskositätstheorie* verhält sich das Gletschereis wie eine zähe Flüssigkeit mit konstantem Viskositätskoeffizienten, d. h., der Verformungswiderstand ist der Deformationsgeschwindigkeit proportional. Die daraus abzuleitende kontinuierliche Bewegung wird durch die Navier-Stokesschen Differentialgleichungen beschrieben, zu deren Lösung (vgl. G. SOMIGLIANA 1921, M. LAGALLY 1934) jedoch mehrere Vereinfachungen erforderlich sind, z. B. Annahme einer stationären Bewegung und einer Geschwindigkeit $v = 0$ an den seitlichen Rändern sowie am Boden des Gletschers. Da in der Praxis jedoch die Eisbewegung in den seltensten Fällen stationär ist, an den Gletscherrändern und -sohlen z. T. beträchtliche Geschwindigkeiten beobachtet wurden, gelegentlich diskontinuierliche Bewegungen auftreten und der Viskositätskoeffizient des Eises nicht konstant ist, kann das Verhalten des Eises nicht mit dem einer viskosen Newtonschen Flüssigkeit verglichen werden (vgl. z. B. M. F. PERUTZ 1947). Demgegenüber ist mit Sicherheit festzustellen, daß das Eis eine gewisse Nachgiebigkeitsspannung besitzt, bei deren Überschreitung mit der Zeit stetig zunehmende Formänderungen auftreten, d. h., daß das Eis Eigenschaften aufweist, die denen eines plastischen Körpers entsprechen bzw. ähnlich sind. Dabei zeigt die plastische Deformation des Eises, die unter anderem auch auf Grund der zu beobachtenden glazigenen Erosions- und Abtragungswirkungen

³³ M. LAGALLY (1934) spricht von einer Schale kalten und spröden Eises, welche bei arktischen Eismassen mächtiger als bei alpinen ist und die plastische Hauptmasse des Gletschers umgibt.

anzunehmen ist (vgl. z. B. V. OKKO 1955, S. 75), eine Abhängigkeit von der Temperatur, vom hydrostatischen Druck (?) und von der Beanspruchung durch Scherkräfte.

In Hinblick auf die Bewegungen des Gletschereises steht gegenwärtig im Mittelpunkt der Diskussion die Frage, ob in einer Eismasse eine Zunahme der Plastizität und damit der Bewegungsgeschwindigkeit mit der Tiefe infolge des ansteigenden hydrostatischen Druckes und erhöhter Temperaturen vorhanden ist oder ob allein durch die Einwirkung von Scherkräften ein allgemein plastisches Verhalten verursacht wird.

Die Vorstellungen einer vom hydrostatischen Druck und der Temperatur abhängigen Plastizität des Eises basieren auf der sich aus der Schmelzkurve des Eises ergebenden Schmelzpunkterniedrigung von 1°C je 133 kg/cm^2 Druckzunahme. Es müßte danach in den Gletschern in Abhängigkeit von ihrer Mächtigkeit und den Temperaturverhältnissen eine bodennahe Zone mit plastischem Formänderungsverhalten des Eises, d. h. maximaler Beweglichkeit bzw. Bewegungsgeschwindigkeit vorhanden sein, von der aus die Geschwindigkeit nach oben (rigides, kaltes Eis) und unten (Reibungseinflüsse, Grundmoränenschutt) abnimmt. Derartige Anschauungen sind schon früher in der Glaziologie vertreten worden. Sie wurden in neuerer Zeit vor allem durch die Arbeiten von M. DEMOREST (1938, 1942) und R. STREIFF-BECKER (1938, 1953) erweitert und ausgebaut. M. DEMOREST unterscheidet zwei Hauptarten der Fließbewegung des Eises: das *gravitative Fließen* (gravity flow) und das durch Druckplastizität in den tieferen Schichten verursachte *Auspressungsfließen* (extrusion flow). Die erstgenannte Bewegungsform ist überall dort vorhanden, wo sich eine Eismasse auf einem relativ stark geneigten Hang unter dem Einfluß der Schwerkraft abwärts bewegt, z. B. bei dem Typ der Talgletscher. Stellen sich dem gravitativ fließenden Eis irgendwelche Hindernisse in den Weg (z. B. Reliefhindernisse im Untergrund und Vorland oder Strecken mit geringerem Gefälle), so kommt es zur Bildung von gegen die Fließrichtung einfallenden Scherflächen und entsprechenden Scherflächenbewegungen. Diese Modifikation der Fließbewegung wird als „behindertes gravitatives Fließen“ (obstructed gravity flow) bezeichnet. Bei ebenem oder nur sehr schwach geneigtem Untergrund und — bzw. oder — großen Eismächtigkeiten tritt an die Stelle des gravitativen Fließens ein „extrusion flow“, d. h., in der bodennahen plastischen Zone, deren Entstehung, außer von dem statischen Druck, von der Außentemperatur (Mächtigkeit des kalten rigiden Eises) und vermutlich auch von dem die Erdoberfläche von innen nach außen durchsetzenden inneren Wärmestrom (Erdwärme)³⁴ abhängig ist, erfolgt ein Auspressen des Eises aus den Gebieten höheren hydrostatischen Druckes (= größerer Eismächtigkeit) nach denjenigen geringerer Belastungsdrucke (= geringerer Eisdicke). Im Falle eines horizontalen Untergrundes wird die Bewegung durch die Neigung (Gefälle) der Gletscheroberfläche bestimmt, und es ist daher bei entsprechenden Oberflächen-

³⁴ Auf die Bedeutung der Erdwärme wird im folgenden Abschnitt in Zusammenhang mit den Bewegungsvorgängen im Inlandeis kurz eingegangen.

neigungen auch eine Eisbewegung gegen das Gefälle des Untergrundes möglich (Inlandeisgebiete!). M. DEMOREST (1938) gibt an, daß zur Ausbildung einer (unteren) plastischen Fließzone eine Mindestdicke des Eises von 45 m (Mächtigkeit der oberen, starren Spaltenzone 30 bis 45 m) erforderlich wäre, die einem Druck von etwa 4 kg/cm^2 entsprechen würde. Wird durch Verminderung der Eismächtigkeit das Auspressungsfließen vermindert, so entwickelt sich, wie beim Vorhandensein größerer Hindernisse im Untergrund, die Form des „obstructed extrusion flow“. F. STREIFF-BECKER nimmt an, daß die Bewegungsform des Auspressungsfließens vor allem in den Akkumulationsgebieten der Gletscher vorhanden ist (maximale Geschwindigkeit in Bodennähe), dagegen in den Ablationsgebieten gravitative Bewegungen (Maximum an der Oberfläche) vorherrschen.

Gegen die Bedeutung des hydrostatischen Druckes für die plastischen Deformationen des Eises und damit gegen die Theorie des Auspressungsfließens sind mehrfach, vor allem in jüngster Zeit, z. T. schwerwiegende Einwände vorgebracht worden. So stellte u. a. E. OROWAN (1949) fest, daß selbst ein Belastungsdruck von 3000 m Eis allein, d. h. ohne weitere strukturelle und textuelle Veränderungen (wie z. B. teilweises Schmelzen), nicht ausreichen würde, um plastische Deformationen im Eis auszulösen und auch J. F. NYE (1951; 1952a, c) kam zu dem Ergebnis, daß die Plastizität des Eises vom hydrostatischen Druck unabhängig sei.³⁵

Neue Vorstellungen über die plastische Deformation und Bewegung des Gletschereises sind – ausgehend von der genannten Kritik an der Theorie des „extrusion flow“ – von E. OROWAN (1949) entwickelt und vor allem von J. F. NYE (1951, 1952a) erweitert und theoretisch untermauert worden. In dieser sog. Plastizitätstheorie wird das Formänderungsverhalten des als homogen, isotrop und inkompressibel angesehenen Eises mit dem der Metalle verglichen und näherungsweise entsprechend dem Verhalten eines ideal plastischen Körpers angesetzt. Danach sollen bei Scherbeanspruchungen bis zu einem gewissen Grenzwert keine von der Zeit abhängigen Formänderungen auftreten, bei Erreichen dieses kritischen Wertes – der nicht überschritten wird – jedoch sehr rasche Deformationen erfolgen. Es wird also mit einer völligen, nur von der Scher- bzw. Schubbeanspruchung abhängigen Plastizität des Eises gerechnet. Ohne auf die weiteren Ableitungen und Einzelheiten einzugehen,³⁶ sei nur erwähnt, daß sich die Schubbeanspruchung des Eises ganz all-

³⁵ Es sei hier nur erwähnt, daß eine endgültige Entscheidung über das Vorhandensein und die Bedeutung des hydrostatischen Druckeffektes z. Z. noch nicht möglich ist. Während z. B. H. CAROL (1947) an der Unterseite des Grindelwaldgletschers im Luv eines „roche moutonnée“ eine plastisch-fluide Zone beobachtet hat und die Geschwindigkeitsmessungen an Gletschern sowie Deformationsbeobachtungen in Gletschertunneln und -stollen von R. STREIFF-BECKER (s. o.), R. HAEFELI (1952), R. HAEFELI und F. BRENTANI (1955/1956) und J. E. FISHER (1955) zu positiven Ergebnissen geführt haben, sprechen zahlreiche theoretische und experimentelle Untersuchungen sowie Feldbeobachtungen (z. B. Messungen am Malaspinagletscher; R. P. SHARP, 1953) gegen diesen Effekt.

³⁶ Eine eingehende Darstellung der OROWAN-NYESchen Theorie und ihrer Grundlagen würde bei weitem den Rahmen dieser Arbeit überschreiten. Es wurden daher nur einige wichtige Punkte und Ergebnisse ausgewählt. Hinsichtlich der Einzelheiten muß auf die zitierten Originalarbeiten von J. F. NYE verwiesen werden.

gemein durch den Angriff der Schwerkraft auf eine auf geneigter Fläche liegende Eismasse erklären läßt, d. h. es sich im Grunde um indirekt-gravitativ Bewegungen handelt. J. F. NYE hat die sich so ergebenden plastischen inglazialen Scherbewegungen, einschließlich des Abscherungsvorganges von der Unterlage, unter Benutzung der u. a. bereits in der Bodenmechanik vielfach bewährten Theorie der bei plastischen Deformationen auftretenden Gleitlinien analytisch erfaßt und unterscheidet je nach den äußeren Bedingungen drei verschiedene Bewegungsarten (Bild 2):

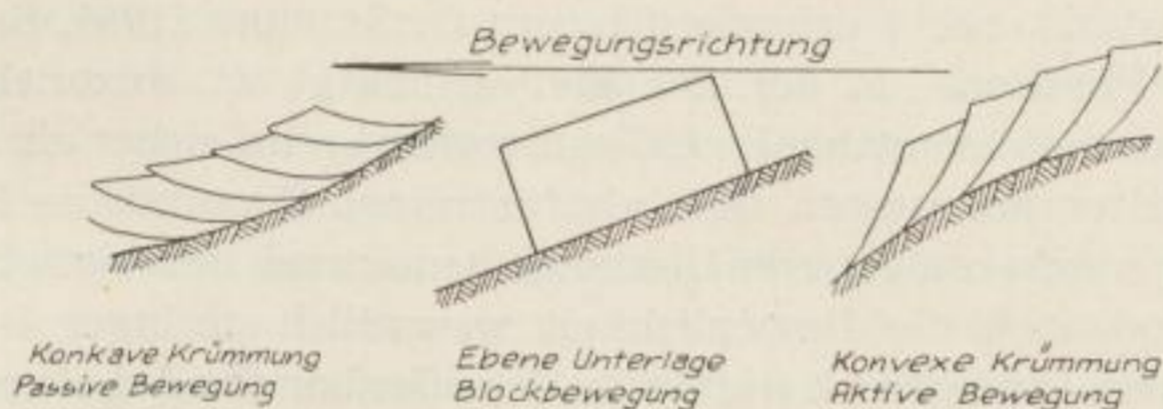


Bild 2. Bewegungstypen des Eises (nach J. F. NYE)

- a) aktive Bewegung oder „*extending flow*“; Zunahme der Geschwindigkeit von der Eisoberfläche nach der Tiefe; an der Oberfläche Zugspannungen und klaffende Querspalten; Scherflächen in Richtung der Bewegung einfallend; Vorkommen bei konvexer Gestaltung des Untergrundes sowie im Akkumulationsgebiet;
- b) passive Bewegung oder „*compressive flow*“; Abnahme der Geschwindigkeit mit der Tiefe; an der Oberfläche Pressungen; Scherflächen nach rückwärts einfallend; Vorkommen bei konkaver Form des Untergrundes sowie im Ablationsgebiet;
- c) *Blockbewegung*; konstante Geschwindigkeit von der Eisoberfläche bis zur Sohle; Abgleiten der gesamten Eismasse auf ebener, gleichmäßig geneigter Unterlage bei einem Gleichgewicht zwischen Akkumulation und Ablation.

Im Längsprofil eines Gletschers werden je nach der Gestaltung des Untergrundes und dem Eishaushalt diese Bewegungsarten miteinander abwechseln, wobei jedoch im allgemeinen im Akkumulationsgebiet die aktive, im Ablationsgebiet dagegen die passive Bewegung vorherrschen wird.

Obwohl die Plastizitätstheorie das Problem des Formänderungsverhaltens von Gletschereis ebenfalls noch nicht exakt, sondern nur unter vereinfachenden Annahmen (Homogenität usw. des Eises) und durch gewisse Idealisierungen gelöst hat, stellt sie doch einen wesentlichen Fortschritt hinsichtlich der Erfassung und Deutung der Gletscherbewegung dar. Sie hat sich bisher in der praktischen Forschung sowohl bei der Erklärung mehrerer glaziologischer Erscheinungen (z. B. Querspalten, Scherflächen, Geschwindigkeitsverteilung im Eis) als auch in Hinblick auf die Gletschererosion recht gut bewährt. Besonders bedeutsam erscheint, daß es mit Hilfe dieser Theorie möglich ist, die verschiedenen

Erscheinungen der Blockschollen-, Scherflächen- und plastischen Fließbewegung, die teilweise im gleichen Gletscher je nach den lokalen Verhältnissen vorkommen, aus einer einheitlichen Grundkonzeption zu deuten. Speziell in Hinblick auf die Scherflächenbewegung in den schuttreichen Basisschichten eines Gletschers ergibt sich, daß die Scherflächen vorzugsweise im Bereich von Inhomogenitäten aufreißen müssen, d. h. im Grenzgebiet reines Eis – gefrorener Grundmoränenschutt und längs der im letzteren vorkommenden reineren Eisbänder. Infolge der hier vorhandenen großen Scherspannungen muß das Eis in der Umgebung der Scherflächen auch eine große Plastizität und Beweglichkeit aufweisen. Es ist also nicht erforderlich, mit G. SEIFERT (1954, S. 150) hier eine Schmier- oder Fließzone, in der das Eis verflüssigt ist, anzunehmen. Für das Innere der gefrorenen Schuttbänke („Gleitbretter“) wird sicher ein anderes Formänderungsverhalten anzusetzen sein, als für reines Eis, und die Plastizität muß hier wegen der stärkeren inneren Reibung bedeutend herabgesetzt sein, so daß dementsprechend auch die Beweglichkeit wesentlich geringer ist. Die gefügekundlichen Untersuchungen G. SEIFERTS, der offenbar die Arbeiten von J. F. NYE noch nicht kannte, stimmen grundsätzlich mit den letztgenannten Ergebnissen überein. Sie beweisen, daß die durch das Oberflächengefälle im Eis verursachten Scherspannungen Bewegungen längs inglazialer Scherflächen auslösen können, deren Verlauf nach J. F. NYE durch die erwähnten äußeren Bedingungen bestimmt wird.

3.33 Die Bewegung von Inlandeismassen und ihre Bedeutung für die glazigene Schubbeanspruchung des Eisvorlandes und -untergrundes

Das gegenwärtig vorliegende Beobachtungsmaterial über die Bewegungsvorgänge in den rezenten Inlandeisgebieten ist leider noch recht lückenhaft. Erst in den letzten Jahrzehnten war es möglich, direkte Messungen über die Eisbewegungen an der Oberfläche der Eiskappen Grönlands und der Antarktis durchzuführen. Entsprechende Beobachtungen über das Verhalten der tieferen Schichten eines Inlandeises fehlen jedoch noch völlig. Die Oberflächenbewegungen auf dem antarktischen und grönländischen Eisschild sind stets von den jeweiligen Gebieten stärkster Eisakkumulation nach außen gerichtet und folgen damit weitgehend dem Gefälle der Eisoberfläche. In der Antarktis (H.-P. KOSSACK 1955) wurde u. a. festgestellt, daß in scheinbar einheitlichen Eisgebieten mehrere flache Eiszentren mit gegeneinander gerichteten und sich z. T. gegenseitig stauenden Bewegungen vorhanden sind. Die Bewegungsgeschwindigkeiten sind im allgemeinen gering. Aber neben großen scheinbar völlig bewegungslosen Regionen treten sowohl in Grönland als auch auf Antarktika relativ schmale Gebiete mit übernormal großen Strömungsgeschwindigkeiten auf. Die bisherigen Untersuchungen haben ergeben, daß es sich hierbei um Eisströme im Bereich von Tälern und Senken des Untergrundes handelt. Die Oberflächenbewegungen des Inlandeises werden somit in erster Linie von der jeweiligen Oberflächenneigung der Eiskappe bestimmt, können aber durch die Konfiguration des Untergrundes modifiziert werden.

Das Kernproblem der Bewegungsvorgänge im Inlandeis ist das Zustandekommen von gegen das Gefälle des Untergrundes gerichteten Bewegungen, wie sie z. B. entsprechend der schüsselförmigen Gestalt des Untergrundes für Grönland und auch wegen der S-N-Abdachung des norddeutschen Raumes wenigstens teilweise für die pleistozänen Inlandeismassen dieses Gebietes gefordert werden müssen. Dieses „Bergauf-Fließen“ versuchte man früher damit zu erklären, daß z. B. in Norddeutschland der Eisrand durch die aus dem höher gelegenen Vereisungszentrum (Skandinavien) nachdrängenden Eismassen passiv vorgepreßt wurde. Obwohl man wegen der dabei erfolgenden starken Druckbeanspruchungen mit einer plastischen Deformation des Eises rechnete (z. B. E. V. DRYGALSKI 1890, W. DEECKE 1906), dürfte ein derartiges passives Vorpressen des Eisrandes über mehrere hundert Kilometer mechanisch unmöglich sein. Einen wesentlichen Fortschritt in dieser Frage stellte die Theorie des „extrusion flow“ dar (M. DEMOREST 1937, 1943). Danach ist, wie bereits kurz erwähnt wurde, die Eisbewegung stets von den Gebieten größerer Eismächtigkeit allseitig nach außen in die geringerer Eisdicke gerichtet. Die Geschwindigkeitsverteilung in der Vertikalen weist ein Maximum in den tiefsten Teilen der Eiskappe (Druckplastizität!) auf und nimmt von dort zur Eisohle (Reibungseinflüsse) und nach oben (niedrigere Eistemperaturen = größere Rigidität) ab. Die Bewegungsrichtung wird also allgemein von der Gefällsrichtung der Eisoberfläche bestimmt und kann dementsprechend auch gegen das Gefälle des Untergrundes gerichtet sein. Wenn die Oberflächenneigung des Eises mit dem subglazialen Relief übereinstimmt, wird die Eisbewegung begünstigt, und hier sind nach M. DEMOREST auch die stärksten Erosionswirkungen des Eises zu erwarten. In den Randgebieten eines Inlandeises (Randgletscher) soll demgegenüber das Gravitationsfließen vorherrschen (Bild 3).

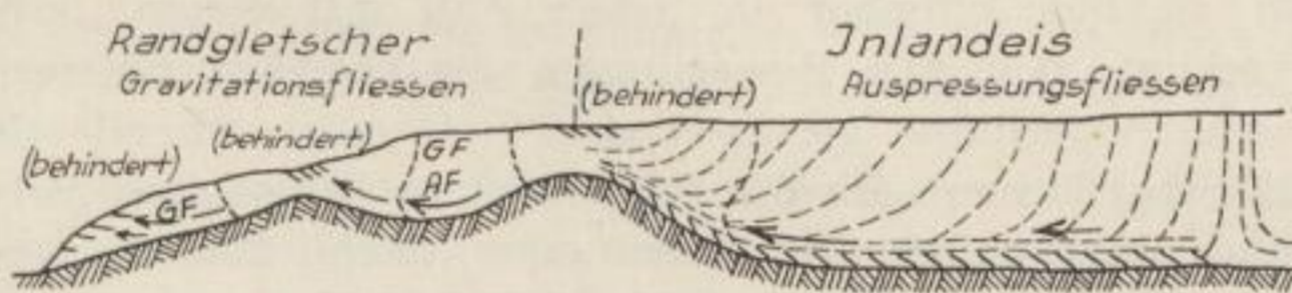


Bild 3. Bewegungen in einem Inlandeis und seinen Randgletschern
(nach M. DEMOREST und R. STREIFF-BECKER)

Obwohl diese Theorie in Hinblick auf die Bewegungsvorgänge des Inlandeises und die geologischen Wirkungen der pleistozänen Inlandeismassen Nord- und Mitteldeutschlands (vgl. z. B. P. WOLDSTEDT 1952) außerordentlich instruktiv ist, gelten selbstverständlich auch hier die bereits erwähnten grundsätzlichen Einwendungen gegen das Auspressungsfließen. Außerdem haben E. OROWAN (1949) und J. F. NYE (1952a) in elementaren Betrachtungen gezeigt, daß ein „extrusion flow“ bei einem Eiskörper von den Dimensionen und der Gestalt des grönländischen Inlandeises mechanisch nicht möglich ist. Es muß vielmehr entsprechend den Grundprinzipien der Plastizitätstheorie angenommen wer-

den,³⁷ daß sich das Inlandeis infolge von Scherbeanspruchungen in allen Punkten in Richtung des Gefälles der Eisoberfläche bewegt und das Geschwindigkeitsmaximum stets an der Oberfläche liegt. Außer den von den Gebieten größter Eisakkumulation allseitig auswärts gerichteten Bewegungen finden — wie auch beim Auspressungsfließen verlangt wird — infolge der ständigen Neuschneeüberlagerung Abwärtsbewegungen im Innern der Eiskappen statt. Die von der gleichzeitigen Lateral- und Vertikalbewegung durch innere Reibung erzeugte Wärmeenergie wird im wesentlichen zur Überwindung der Scher- bzw. Reibungswiderstände in den untersten Eisschichten verbraucht.

Vergleicht man die beiden hier in Kürze umrissenen Theorien, so ergibt sich, daß sie sich bezüglich der Bewegungsverhältnisse des Inlandeises im wesentlichen nur in ihren Aussagen über die Geschwindigkeitsverteilung in der Vertikalen unterscheiden. Zweifellos ist dabei die Theorie des Auspressungsfließens besonders in Hinblick auf die Erklärung der dem Gefälle des Untergrundes entgegen gerichteten Bewegungen anschaulicher, aber die gegen das „extrusion flow“ vorgebrachten physikalischen Einwände sind z. T. schwerwiegend. Zudem hat eine abschätzungsweise Prüfung der OROWAN-NYESchen Theorie überraschend gute Ergebnisse gezeitigt.

Nach J. F. NYE besteht zwischen der zur Abscherung einer Eismasse von ihrem Untergrund erforderlichen Kraft τ , der Oberflächenneigung des Eises α und seiner Mächtigkeit h ein Zusammenhang, der allgemein durch die Beziehung $\tau = g \cdot \rho \cdot h \cdot \sin \alpha$ gegeben ist. Unter der Annahme eines konstanten Wertes für τ und unter Benutzung der sich aus den über das grönländische Inlandeis gelegten Profilen der Expéditions Polaires Françaises 1948–1951 ergebenden Oberflächenneigung des Eises errechnete J. F. NYE die jeweiligen Eismächtigkeiten und erzielte dabei größtenteils recht gute Übereinstimmungen mit den seismisch ermittelten Eisdicken.³⁸

Im Rahmen der vorliegenden Problemstellung interessieren besonders die Bewegungsverhältnisse in den Eisrandgebieten. Nach den Vorstellungen von M. DEMOREST ist hier offenbar in jedem Fall mit einem „obstructed flow“ zu rechnen, d. h. mit Bewegungen, die von den tieferen Teilen des Eises nach seiner Oberfläche gerichtet sind (mit entsprechend schaufelförmig aufsteigenden Scherflächen). Da die Ränder eines Inlandeises meist im Ablationsgebiet und orographisch auf einem oder anschließend an einen konkav gekrümmten, mehr oder weniger ebenem Untergrund liegen, sind nach der Theorie von J. F. NYE, der seine theoretischen Untersuchungen allerdings noch nicht speziell auf die Randgebiete von Gletschern und Inlandeismassen ausgedehnt hat, Bewegungen vom Typ des „compressive flow“ zu erwarten, welche grundsätzlich dieselben Kennzeichen aufweisen wie das „behinderte Fließen“ M. DEMORESTS. Die gleichen Verhältnisse werden auch von der Mehrzahl der übrigen Theorien der Gletscherbewegung angenommen und im allgemeinen durch die Beobachtungen bestätigt.

³⁷ Vgl. E. OROWAN (1949), J. F. NYE (1951, 1952 a und b). Es sei bemerkt, daß die theoretischen Betrachtungen NYEs z. T. noch von erheblichen Vereinfachungen und Idealisierungen ausgehen und zunächst nur eine allgemeine Abschätzung der Verhältnisse im Inlandeis erreichen wollen.

³⁸ Es konnte hier nur das vereinfachte Prinzip dieser Methode dargestellt werden. Nähere Einzelheiten finden sich bei E. OROWAN (1949) und J. F. NYE (1951, 1952 a und b). Eine Diskussion der NYEschen Ergebnisse hinsichtlich der Eismächtigkeiten in Grönland gibt J. W. GLEN (1954).

Auf Island fand V. OKKO (1955) an den Gletscherrändern überall die typischen Erscheinungen des „obstructed flow“, und zwar unabhängig von der Form des Eisrandes und der Gestaltung des Untergrundes. Die Aufwärtsbewegungen von Grundmoränenmaterial erstreckten sich hier eiseinwärts bis zu einer Maximalentfernung von 100 bis 200 m vom Eisrand. P. WOLDSTEDT (1938) beobachtete am Bruárjökull sogar noch in 3 bis 4 km Entfernung vom Eisrand den aus dem Eis in parallelen Bändern austretenden Moränenschutt. Demgegenüber stellte K. GRIPP (1929) auf Spitzbergen in mehreren Fällen an steilen Eisrandabbrüchen vor ebenem Untergrund völlig horizontal verlaufende Scherflächen fest, die sich jedoch aufrichteten, sobald nur ein kleines Hindernis (z. B. Moränenhügel eines älteren Vorstoßes) vor dem Eis vorhanden war. Außerdem beobachtete er in den unteren Teilen des Eisrandes auch falten- und walzenförmige Verbiegungen der Scherflächen in der Bewegungsrichtung, womit das Vorhandensein plastischer Deformationen in diesen tieferen Bereichen eindeutig belegt ist. Aufwärtsgerichtete Bewegungen und entsprechende Scherflächen wurden auch an Gletscherrändern in Grönland, auf Nowaja Semlja, am Malaspinagletscher sowie an einigen Gletschern des alpinen Typus in den gemäßigten Breiten beobachtet. Ob diese Erscheinungen für alle Eisrandgebiete zu verallgemeinern und als Gesetzmäßigkeit anzusprechen sind, ist noch nicht bekannt. Sie scheinen, soweit dem Verfasser bekannt geworden, auf die relativ langsam bewegten Gletscher beschränkt zu sein. Beim Vorhandensein von Blockschollenbewegungen ist mit derartigen randlichen Scherflächenbewegungen sicher nicht zu rechnen, da hier der Gletscher in einzelne, mehr oder weniger große Schollen aufgelöst ist, die mit relativ großer Geschwindigkeit „en bloc“ vorwärtsgeschoben werden.

Es ergibt sich somit, daß in der Gegenwart, die bekanntlich durch einen allgemeinen Gletscher r ü c k g a n g gekennzeichnet ist, das „behinderte“ bzw. „passive“ Fließen in den Gletscherrandgebieten eine wesentliche Rolle spielt.

Leider herrscht noch keine restlose Klarheit über die im Bereich dieser Bewegungen erfolgenden Beeinflussungen des Untergrundes. Während J. F. NYE (1951) für das „compressive flow“ (im Gegensatz zum aktiven Fließen) eine kräftige erosive Tätigkeit fordert (Ausräumung des Untergrundes), stellt V. OKKO (1955, S. 79) fest:

„Obstructed flow also causes the ice margin to erode its bed only slightly during an advance of the glacier. The erosion zone proper is situated farther back, underneath the thicker ice mass.“

Dazu ist zu bemerken, daß der Hinweis auf die Bedeutung der Eismächtigkeit sicher zu Recht besteht. Andererseits bestätigt V. OKKO aber ausdrücklich den Schutttransport in den Eisrandgebieten zur Gletscheroberfläche, offenbar jedoch unter der Annahme, daß dieser Gesteinsschutt nicht unmittelbar vom Untergrund, sondern aus der mitbewegten, eingefrorenen Grundmoräne stammt. — In Hinblick auf die evtl. Druck- und Schubbeanspruchungen des Untergrundes finden sich weder bei J. F. NYE noch bei M. DEMOREST Hinweise. Aus Island berichtet V. OKKO (1955) folgendes:

- a) Gegenwärtig werden keine Stauchmoränen von den isländischen Gletschern gebildet. Die vorhandenen Moränen dieses Typus wurden zu einer Zeit gebildet, als die Eisränder mächtiger waren und die Gletscher eine größere Ausdehnung aufwiesen.
- b) Das „behinderte Fließen“ war auch vorhanden, als die Gletscherzungen größer und mächtiger waren als heute.
- c) (zit. S. 73) „if this motion (die schräg aufwärts gerichtete; der Verfasser) for some reason becomes stronger, the terminus of the ice tongue glides easily, like a ski,

over the accumulation in the frontal terrain. Those accumulations standing in the way of the advancing snout are thereupon chiefly subjected to erosion. Push moraines are the result."

- d) Die so gebildeten Stauchmoränen zwangen das vordringende Eis, sich aufwärts zu bewegen, wodurch das „obstructed flow“ verstärkt und die „push moraines“ mit einer „dump moraine and load“ (S. 124) bedeckt wurde.

Die letztgenannten Feststellungen decken sich völlig mit den Beobachtungen von K. GRIPP aus Spitzbergen und stimmen auch mit den Forderungen von J. F. NYE überein (Eis bewegt sich am Rand der Moräne aufwärts – konkave Krümmung des Untergrundes und damit „compressive flow“). Unklar bleibt bei den Ausführungen von V. OKKO, ob die stärkere Erosionswirkung des vorstoßenden Eisrandes und die Bildung der Stauchmoränen³⁹ allein die Wirkung eines einstmals mächtigeren Eisrandes sind oder ob während des Vorstoßes die Art der Eisbewegung eine andere war. Scheinbar wird der Eisdicke eine entscheidende Bedeutung für die Beeinflussung des Untergrundes zugesprochen. Es wäre jedoch auch durchaus vorstellbar, daß eine durch raschen Vorstoß des Eises verursachte „en-bloc“-Bewegung zu kräftigen Untergrundbeeinflussungen führte. K. GRIPP (1929) beobachtete in Spitzbergen glazigene Druckwirkungen, die von Eisrändern mit eindeutigem „obstructed flow“ ausgingen. Allerdings lag dabei der vordringende Eisrand (des Penck- und Green-Bay-Gletschers) stets unmittelbar an einem Hindernis (ältere Stauchmoräne) und überragte dieses teilweise beträchtlich. Der in mehr oder weniger horizontaler Richtung auf die Stauchmoräne ausgeübte Druck pflanzte sich hier über mehrere 100 m fort und führte zu Auspressungen des Untergrundes zwischen der Stauchmoräne und dem Vorland (Tafel 30/9).⁴⁰

Vergleicht man die erwähnten glaziologischen Beobachtungen der Gegenwart mit den glazigenen Störungsbildern des Pleistozäns, so zeigen sich gewisse Ähnlichkeiten zwischen den an den heutigen Gletscherrändern beobachteten, durch das „obstructed“ bzw. „compressive“ Fließen des Eises verursachten schuppenförmigen Grundmoränenstreifen und den Stapelmoränen K. v. BÜLWS (1937, 1955) oder auch den Lagerungsverhältnissen im Gebiet des Muskauer und Schmiedeberger Faltenbogens, im Raume Frankfurt (Oder) – Finkenheerd usw. Es liegt nahe, von dieser Formenähnlichkeit auf eine gleichartige Entstehung dieser Lagerungsformen zu schließen.

Dabei ist aber folgendes zu berücksichtigen: Das Material der rezenten Grundmoränen-„schuppen“ ist nach den vorliegenden Beobachtungen unter und im Eis sowie in sich selbst bewegt worden. Demnach müßte auch bei den pleistozänen Stapelmoränen, Flözschuppen usw. jeweils das gesamte gestörte Schichtenpaket in den Bewegungsvorgang des Eises einbezogen gewesen sein – wie

³⁹ V. OKKO scheint nach dem unter (c) genannten Zitat die Stauchmoränen zu den Wirkungen der Gletschererosion zu rechnen (?).

⁴⁰ Ob diese Auspressungen ausschließlich das Ergebnis des dynamischen Eisdruckes sind, erscheint fraglich. K. GRIPP weist bei der Auspressung am Fuße des Außenrandes der Green-Bay-Gletscher-Stauchmoräne auch auf die Möglichkeit einer Entstehung durch die statischen Druckwirkungen der mächtigen Endmoräne hin. Nach Ansicht des Verf. handelt es sich in diesem Falle (Tafel 30/9) sicher um eine derartige, durch den Belastungsdruck der Moräne verursachte statische Auspressung.

z. B. von G. SLATER (1926, 1927, 1930) zur Erklärung der Lagerungsverhältnisse am Møen's Klint und auf Jasmund angenommen worden war. Das trifft aber nur für einen bestimmten Typ der Stapelmoränen zu, nämlich die in Grundmoränengebieten auftretenden (K. RICHTER 1929; K. v. BÜLOW 1937 u. f.; G. SEIFERT 1954) oder diejenigen, an deren Aufbau Grundmoränenmaterial (vor allem Geschiebemergel) maßgeblich beteiligt ist. Im Geschiebemergel von Stapelmoränen Norddeutschlands konnte G. SEIFERT (1954) die Mitbewegung des Materials durch entsprechende Korn- und Geschiebeeinregelungen direkt nachweisen (vgl. S. 65), so daß es sich hierbei offenbar um durch den inneren Bewegungsmechanismus des randlichen Eises entstandene Lagerungsstörungen handelt. Beim Muskauer Faltenbogen, im Gebiet Finkenheerd, auf Rügen usw. kann jedoch die gestörte Schichtenfolge keinesfalls in den Bewegungsvorgang des Eises aktiv einbezogen worden sein. Die Lagerungsverhältnisse und Störungsformen in diesen und der Mehrzahl der übrigen großen Störungsgebiete des mitteldeutschen Raumes zeigen eindeutig, daß die Deformationen nicht durch eine direkte Mitbewegung, sondern durch eine Druck- und Schubbeanspruchung des Eisvorlandes seitens des vordringenden Inlandeises entstanden sind.

Es bleibt nun zu überprüfen, ob diese Schubbeanspruchung des Vorlandes oder Untergrundes direkt von der Art der Eisbewegung beeinflusst worden ist. Leider liegen hierüber weder Beobachtungen aus den heutigen Eisrandgebieten noch genauere theoretische Untersuchungen vor (ausgenommen zur Frage der glaziären Abtragung), so daß man hinsichtlich der Lagerungsstörungen auf allgemeine Betrachtungen und Abschätzungen angewiesen ist. Es könnte zunächst wegen der Geschwindigkeitsverteilung im Eis vermutet werden, daß die Schubbeanspruchung von vor oder unter dem Eisrand liegenden Lockerablagerungen beim Typus des „obstructed-“ bzw. „compressive flow“ geringer ist als beim „extrusion-“ bzw. „extending flow“. Allerdings muß hierbei auch die den Bewegungstyp maßgeblich bestimmende Konfiguration des Untergrundes berücksichtigt werden, und dann ergeben sich gerade umgekehrte Verhältnisse; denn zweifellos ist die Schubkraft bei einer sich auf konkavem Untergrund, d. h. gegen ein „Hindernis“ bewegendem Eismasse größer als bei einer Bewegung auf konvex gekrümmter Unterlage. Außerdem ist auch die Tiefenreichweite der Eisbewegung, d. h. die Tiefenlage der Hauptabscherungsfläche unter dem Eis gegenüber der Oberfläche des Eisvorlandes von Bedeutung. Das gilt nicht nur für das plastische Fließen, sondern auch für die Blockschollenbewegung. Wenn z. B. ein „en bloc“ bewegter Eisrand gegen eine Schichtenfolge aus Lockersedimenten vordringt, erfolgt zweifellos eine sehr kräftige, stempelartige Beanspruchung dieses „Hindernisses“ (vgl. Experimente zur glazigenen Tektonik von R. KÖSTER). Gleitet dagegen das „en bloc“ bewegte Eis über die Lockersedimente, so wird der Untergrund des Vorlandes sicher nur schwach beansprucht werden.

Es ergibt sich also, daß die Schubbeanspruchung des Eisvorlandes und -untergrundes offenbar weniger von der Art der Eisbewegung als von deren Behinderung abhängig ist.

3.34 Über die Temperaturverhältnisse im Inlandeis

Im Zusammenhang mit der Bewegung des Inlandeises ist noch auf die von zahlreichen Glaziologen geforderte Temperaturabhängigkeit des „shear stress yield point“ im Bereich der Sohle eines Inlandeises einzugehen, denn diese Frage ist sowohl für die Bewegung des Eises über dem Untergrund als auch für dessen Temperaturverhältnisse von erheblicher Bedeutung. J. W. GLEN (1954), der an der Entwicklung der modernen Plastizitätstheorie vor allem durch experimentelle Arbeiten maßgeblich mitgewirkt hat, betont, daß die Bodentemperatur des grönländischen Inlandeises „... must be within a few degree of the melting point“. Es wird also auch von J. W. GLEN, ähnlich wie beim „extrusion flow“, eine bodennahe Zone mit Temperaturen im Bereich des Schmelzpunktes angenommen, zu deren Erklärung jedoch nicht der hydrostatische Druckeffekt, sondern die bei der Eisbewegung entstehende Reibungswärme und z.T. der Wärmestrom aus dem Erdinnern herangezogen wird.

Auf die Bedeutung dieser beiden Faktoren für die Eisbewegung ist früher u. a. schon M. LAGALLY (1934) eingegangen, und auch E. v. DRYGALSKI (1938) hat in den polaren Eismassen das Vorhandensein einer Zone mit Temperaturen im Schmelzbereich auf Grund der inneren Erdwärme gefordert. Im Zusammenhang mit dem „extrusion flow“ haben R. STREIFF-BECKER, R. HAEFELI und J. E. FISHER z. T. unter Angabe direkter oder indirekter Temperaturbestimmungen die Bedeutung dieser Wärmequellen für die Entstehung der bodennahen Plastizität des Eises hervorgehoben. Mit den speziellen Verhältnissen im Inlandeis Grönlands haben sich vor allem B. BROCKAMP (1951, 1952), J. F. NYE (1951) und G. ROBIN (1955) teils theoretisch und teils unter Zugrundelegung konkreter Meßergebnisse beschäftigt.

Die ersten genaueren Messungen zur vertikalen Temperaturverteilung im grönländischen Inlandeis sind die von E. SORGE in einem 16 m tiefen Schacht im Firn an der Station Eismitte der Deutschen Grönland-Expedition 1930/31 durchgeführten. Es zeigte sich dabei, daß die Temperaturen nicht von der kalten Oberfläche zur Tiefe zunahmten, sondern eine Isothermie bzw. sogar eine leichte Temperaturabnahme nach der Tiefe vorhanden war. Ähnliche Ergebnisse hatten auch die von der französischen Grönlandexpedition 1950 durchgeführten sorgfältigen Temperaturmessungen in Bohrlöchern (J. HEUBERGER 1954): Zentralstation (in unmittelbarer Nähe der deutschen Station von 1930/31) bei + 2993 m NN von 10 bis 150 m Tiefe eine Abnahme der Temperatur von rd. $-27,3^{\circ}\text{C}$ auf $-27,8^{\circ}\text{C}$; Lager VI, etwa 120 km von der Westküste entfernt in + 1598 m NN von 10 bis 125 m Tiefe eine Temperaturabnahme von $-12,3^{\circ}\text{C}$ auf $-16,4^{\circ}\text{C}$. Die Temperaturen der tieferen Schichten des bis über 3000 m tiefen Inlandeises konnten direkt bisher noch nicht mit genügender Sicherheit gemessen werden.⁴¹ Es ist jedoch auch möglich, näherungsweise aus den bei seismischen Eisdickenmessungen auftretenden Geschwindigkeiten der Longitudinalwellen Angaben über die Temperaturverhältnisse abzuleiten. Eine ent-

⁴¹ Nach Abschluß des Manuskriptes erhielt Verf. Kenntnis von dem Ergebnis einer 400 m tiefen Bohrung im grönländischen Inlandeis 320 km östlich von Thule (Ansatzpunkt bei + 2134 m NN). Die mittlere Temperatur des oberflächennahen Firneises betrug hier -25°C , die Eistemperatur in 400 m Teufe $-25,42^{\circ}\text{C}$ (nach CH. C. LANGWAY, jr., 1958).

sprechende Auswertung der zahlreichen reflexionsseismischen Tiefensondierungen der französischen Grönlandexpedition 1948/51 ergab keinerlei Anzeichen für das Vorhandensein einer bodennahen Schmelzzone (J. J. HOLTZSCHERER 1954; A. JOSET und J. J. HOLTZSCHERER 1954). Aus den im Grenzbereich zwischen Eis und Felsuntergrund auftretenden Wellengeschwindigkeiten im Gebiet des zentralen Inlandeises wurden stets Temperaturen von etwa -10°C berechnet, während der Druckschmelzpunkt einer 3000 m mächtigen Eismasse bei rd. -2°C liegt. Die Absolutwerte von v_L (etwa 4,8 bis 5 km/s) in der 200 bis 400 m mächtigen Bodenzone des zentralen grönländischen Inlandeises sind vergleichbar mit den in den Dauerfrostgebieten Sibiriens und Alaskas beobachteten Geschwindigkeiten und legen den Schluß nahe, daß es sich bei dieser Zone zwischen Eis und Fels um gefrorenen Gesteinsschutt, d. h. um die Grundmoräne des Inlandeises handelt.⁴²

Im Gegensatz zu diesen Feststellungen stehen die Untersuchungen von B. BROCKAMP (1951), der u. a. mit einem teils durch direkte Messungen und teils aus seismischen Daten für die obersten 150 m Eis (bzw. Firn)⁴³ ermittelten Temperaturgradienten von $+0,8^{\circ}\text{C}/100\text{ m}$ durch Extrapolation die Sohlentemperatur des an dieser Stelle rd. 1850 m dicken Eises (Druckschmelzpunkt bei $-1,2^{\circ}\text{C}$) zu $-2,4^{\circ}\text{C}$ bestimmte und dementsprechend die Existenz einer basalen Schmelzzone gefordert hat. Die Temperaturverhältnisse oberhalb dieser Schmelzzone sollen nach B. BROCKAMP ausschließlich durch die inneren Wärmequellen des Eises, vor allem durch die Reibungswärme bestimmt, die Schmelzzone dagegen durch den Wärmestrom aus dem Erdinnern verursacht werden.

Nach der Theorie von B. BROCKAMP (1951, 1952) hat man sich die Zusammenhänge zwischen den Temperaturverhältnissen am Boden eines Inlandeises und dem Wärmestrom aus dem Erdinnern etwa wie folgt vorzustellen: Im Vorland eines Inlandeises ist im allgemeinen mit dem Vorhandensein eines Dauerfrostbodens zu rechnen, dessen Tiefe von den klimatischen Verhältnissen und der Intensität des inneren Wärmestromes der Erde abhängig ist. Wird dieser Frostboden von dem vorstoßenden Inlandeis überfahren, so muß sich die untere Grenze der Gefrorenis entsprechend der jeweiligen Dicke des überlagernden Eises (Druckschmelzpunkt) allmählich aufwärts verlagern und kann bei genügend großer Eismächtigkeit schließlich bis zur Basis der Eiskappe vorrücken (vgl. auch M. BOYÉ 1950). Es bildet sich dann eine bodennahe Schmelzzone aus, die eine Weiterleitung des Wärmestromes aus dem Untergrund in die höheren Eisschichten verhindert.⁴⁴

Die Anschauungen von B. BROCKAMP stimmen im wesentlichen mit denen der Theorie des Auspressungsfließens überein, stehen jedoch im Widerspruch zu den (späteren) Ergebnissen seismischer Messungen in Grönland, nach denen weder im zentralen Inlandeis noch im Randgebiet Anzeichen für das Vorhan-

⁴² Bei seismischen Untersuchungen an Talgletschern der Alpen wurde ebenfalls eine Übergangszone zwischen dem Eis und dem Untergrund festgestellt. Obwohl hier die Wellengeschwindigkeiten (4,3 bis 4,7 km/s) entsprechend den gegenüber Grönland höheren Eistemperaturen etwas größer waren, bestehen kaum Zweifel, daß es sich auch in diesem Falle um den gefrorenen Grundmoränenschutt handelt.

⁴³ Messungen am km 120 des W-O-Profiles der deutschen Expedition von 1930/1931.

⁴⁴ Die weiteren Thesen von B. BROCKAMP, wie die Abhängigkeit der Inlandeismächtigkeit von der Intensität des Wärmestromes usw., brauchen in diesem Rahmen nicht erläutert zu werden.

densein einer Schmelzzone an der Basis des Eises festzustellen sind (vgl. z. B. CH. R. BENTLEY u. a. 1957).

Einen umfassenden Versuch zur theoretischen Erfassung der Temperaturverteilung in einem Inlandeis unter Berücksichtigung der inneren Wärmeentwicklung durch Reibungsvorgänge bei der Eisbewegung, des Wärmestromes aus dem Erdinnern, der Schnee- und Eisakkumulation an der Oberfläche sowie der Eisbewegung hat in den letzten Jahren G. DE Q. ROBIN (1955) unternommen (Bild 4). Danach wäre in einer der grönländischen ähnlichen, stabilen Eiskappe

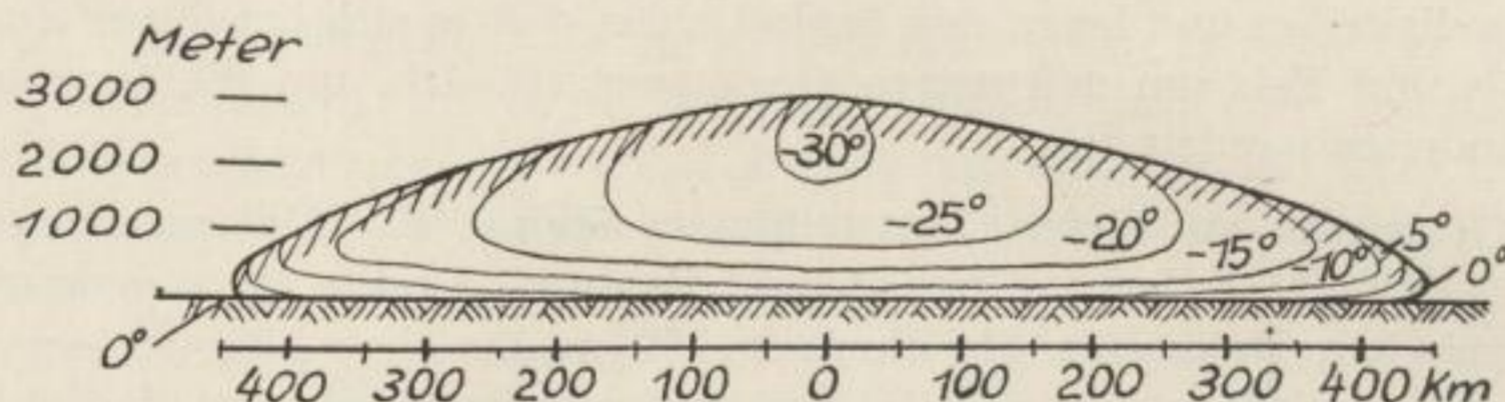


Bild 4. Temperaturverteilung in einem Inlandeis (nach G. de Q. ROBIN, 1955)

nur in den unmittelbaren Randgebieten mit einer basalen Schmelzzone zu rechnen. Auch P. JASPERSEN (1955) hat in einer elementaren Betrachtung gezeigt, daß im Zentralgebiet eines Inlandeises der Schmelzpunkt allenfalls unmittelbar an der Sohle in einer äußerst dünnen Schicht erreicht werden kann. Das Ergebnis von G. DE Q. ROBIN stimmt zwar mit zahlreichen Beobachtungen aus den Randgebieten Grönlands und Spitzbergens überein, dürfte aber im allgemeinen zu stark generalisiert sein. So konnte C. BULL (1957) wahrscheinlich machen, daß an der Basis des zentralen Inlandeises zwar im nördlichen Grönland eine Schmelzzone vorhanden ist, in Südgrönland dagegen tiefere Temperaturen herrschen. Auch in den randlichen Gebieten können sich unterschiedliche Verhältnisse in Abhängigkeit von der wechselnden Stärke der Lateralbewegungen des Eises einstellen, da die durch diese Bewegungen entstehende innere Wärme entsprechend J. F. NYE zur Überwindung der Abscherungswiderstände an der Eissohle verbraucht wird und auf diese Weise z. B. im Bereich der schnell fließenden „Eisströme“ im südlichen Grönland die Basistemperatur des Eises wesentlich erhöht werden kann.

Die von G. DE Q. ROBIN abgeleitete Temperaturverteilung kann somit nur als ein Modell gewertet werden. Die wahren Verhältnisse an der Basis eines bestimmten Inlandeisgebietes können nur bei genauer Kenntnis von Eismächtigkeit, jährlicher Eisakkumulation, Oberflächengefälle, Relief des Untergrundes und Eisbewegung in diesem Gebiet ermittelt werden. Es ist sicher, daß in einem Inlandeis von der Größe des grönländischen die Basistemperaturen sich nicht nur von den zentralen Teilen nach dem Rande, sondern auch innerhalb dieser Gebiete jeweils entsprechend den lokalen Verhältnissen verändern.

Während für die Fragen der glaziären Abtragung die Basistemperaturen im gesamten Bereich eines Inlandeises von Bedeutung sind, interessieren in Hinblick auf die glazigenen Lagerungsstörungen nur die Eisrandgebiete. Hinreichend genaue Beobachtungen zu dieser Frage liegen aus den heutigen Eisrandgebieten leider nicht vor, so daß man wiederum nur auf allgemeine Abschätzungen angewiesen ist.

Zunächst ist festzustellen, daß für das pleistozäne nordische Inlandeis die Betrachtungen von G. DE Q. ROBIN nicht ohne weiteres anwendbar sind; denn einmal gelten die Ableitungen nur für ein stabiles, im Gleichgewicht befindliches, seine Gestalt und Ausdehnung nicht wesentlich veränderndes Eisschild und zum anderen werden nicht die Bodentemperaturen vor dem Eisrand berücksichtigt. Die nach Mitteldeutschland vordringenden Eismassen des Pleistozäns fanden hier zumindest im fortgeschrittenen Stadium einer Vereisung wahrscheinlich eine mehr oder weniger tiefreichende Bodengefrornis vor. Selbst wenn die erwähnten Vorstellungen von B. BROCKAMP und E. BOYÉ (vgl. auch die Ableitung von W. WERENSKIOLD 1953) über das Auftauen einer vorherigen Bodengefrornis unter einem Inlandeis zutreffen sollten, so konnte der Untergrund doch keinesfalls unmittelbar unter dem Eisrand auftauen. Damit ergeben sich folgende zwei Möglichkeiten:

1. **Vorhandensein einer basalen Schmelzzone unter dem vorrückenden Eisrand:**

Es existiert eine bevorzugte Hauptbewegungsfläche, weitere tieferliegende Abscherungsflächen können im Untergrund nur gelegentlich, entsprechend dem bodenmechanischen Verhalten der in der jeweiligen Schichtenfolge vorhandenen Lockerablagerungen und bei einer Behinderung der Eisbewegung, auftreten.

2. **Basistemperatur des Eises unter dem Schmelzpunkt:**

Es ist keine besonders bevorzugte Bewegungsfläche vorhanden, die Lockersedimente des Untergrundes werden — wie schon W. WOLFF (1927) gefordert hat — mehr oder weniger tiefreichend durch Friktion in den Bewegungsvorgang einbezogen, und die Ausbildung der Abscherungsflächen ist ausschließlich von der Größe der auftretenden Schubspannungen (Mächtigkeit des Eises, Bewegungsgeschwindigkeit usw.) sowie den Scherfestigkeiten der Einzelschichten abhängig.

Grundsätzlich gelten diese beiden Möglichkeiten sowohl für eine gefrorene als auch für eine nicht gefrorene Schichtenfolge. Die sich daraus ergebenden Fragen hinsichtlich der Unterschiede im bodenmechanischen Verhalten der Lockersedimente sind im folgenden Kapitel zu behandeln. Es erscheint durchaus möglich, daß das regional bzw. lokal begrenzte Auftreten der glazigenen Großformen in Mitteldeutschland u. a. auch durch unterschiedliche Temperaturverhältnisse an der Basis des Inlandeisrandes oder seiner Randgletscher verursacht wurde.

3.35 **Geschwindigkeit der Eisbewegung und Tiefenreichweite des Eisschubes**

Zu den Faktoren, die den glazigenen Störungsvorgang beeinflussen, gehört die Vorrückungsgeschwindigkeit des Eisrandes. Man findet in der Literatur mehrfach Hinweise, daß z. B. die morphologisch stark hervortretende Randlage des Warthestadiums in Norddeutschland mit ihren z. T. intensiven Lagerungs-

störungen auf einen kräftigen und schnellen Eisvorstoß zurückzuführen wäre. Der Gedanke, daß ein rasch vordringender Eisrand kräftige Schichtstörungen des Untergrundes verursacht, ist zweifellos naheliegend. Andererseits könnte man aber auch vermuten, daß die von einer langsam vorstoßenden Eismasse ausgehende Druck- und Schubbeanspruchung sich tiefer in den Untergrund auswirkt.

Es sei in diesem Zusammenhange zunächst auf die Stauchungsexperimente von R. KÖSTER (1958b) hingewiesen, bei denen sich eine Abhängigkeit der Reichweite der Schubbeanspruchung sowie der Zahl und Größe der entstehenden Falten oder Schuppen von der Versuchsgeschwindigkeit (Schubgeschwindigkeit des Modellkörpers) ergab (vgl. S. 45, Fußnote ²⁴).

Die Bewegungsgeschwindigkeiten der größeren Alpengletscher liegen gegenwärtig zwischen 40 m und 200 m/Jahr, die der Randgletscher an der grönländischen Westküste zwischen 4 km und 10 km/Jahr; in der Antarktis hat man am Gaußberg Geschwindigkeiten des Inlandeises zwischen 100 m und 180 m/Jahr beobachtet, und J. K. CHARLESWORTH (1957) gibt für die Gletscher von Antarktika einen Mittelwert von 320 m/Jahr, für die Eisflächen dagegen 400 m bis 3,5 km/Jahr an.

Die bisher vorliegenden Angaben über die Vorrückungsgeschwindigkeiten des pleistozänen Inlandeises in Norddeutschland sind häufig in Anlehnung an die Befunde aus den heutigen Inlandeisgebieten angesetzt worden. Bedenkt man, daß die Bewegung des Inlandeises von der Schneeakkumulation, dem Oberflächengefälle und der Mächtigkeit des Eises sowie vom Relief des Untergrundes abhängig ist, so erkennt man, wie unsicher diese Angaben sind. Während z. B. W. DEECKE (1906) die Geschwindigkeit des elsterglazialen Inlandeises zwischen Schonen und dem Rand der Mittelgebirge mit rd. 3 km/Jahr annimmt, rechnet P. JASPERSEN (1957) für die lappländisch-finnische Eisfläche mit weniger als 100 m/Jahr. Alle diese Werte sind für das vorliegende Problem ohne Bedeutung, denn aus den oben genannten Gründen muß man annehmen, daß die Geschwindigkeiten der vorstoßenden Inlandeisloben sowohl zeitlich als auch lokal sehr verschieden waren. Etwas zuverlässiger erscheinen die vereinzelt durchgeführten Ableitungen der Eisgeschwindigkeit auf Grund von Warwenbeobachtungen. So ermittelte R. GRAHMANN (1925) im Gebiet von Leipzig eine Vorstoßgeschwindigkeit von mindestens 100 m/Jahr und F. BETTENSTAEDT (1934) in der Umgebung von Halle für das elsterglaziale Inlandeis 600 bis 800 m/Jahr, für den Hauptvorstoß der Saaleeiszeit dagegen nur 30 m/Jahr. Selbstverständlich dürfen diese Werte nicht verallgemeinert werden, denn es handelt sich hier wiederum nur um Sonderfälle der Eisbewegung, nämlich um das Vordringen des Eisrandes in randliche Staubecken. Das Fehlen von glazigenen Deformationen bei den Bändertönen der „Halleschen Stauseen“ zeigt, daß das vorstoßende Eis ähnlich wie beim Vorhandensein einer basalen Schmelzzone „ruhig“ über die Ablagerungen am Boden der Becken geglitten ist (Mitwirkung des Auftriebes!). Inwieweit derartige Gleitbewegungen auch außerhalb von Eisrand-Staubecken anzunehmen sind, bleibt noch unsicher.

Über die Stauchungswirkungen schneller und langsamer Vorstöße von Eisrändern liegen, soweit dem Verfasser bekannt, keine hinreichend sicheren aktuogeologischen Beobachtungen vor. Grundsätzlich müßte die Stoßkraft eines Eisrandes (gleiche Masse, d. h. vor allem gleiche Eismächtigkeit vorausgesetzt) mit der Vorstoßgeschwindigkeit zunehmen. Andererseits ist bekannt, daß feste Körper — die aus Lockerablagerungen bestehenden Schichtenfolgen des Eisvorlandes können zumindest im gefrorenen Zustande als feste Körper bezeichnet werden — bei plötzlicher oder sehr schneller Beanspruchungen durch Bruch, bei langsamer Beanspruchung dagegen mit mehr oder weniger plastischen Deformationen reagieren. (Ein entsprechendes Verhalten des sich bewegenden Eises ist bereits mehrfach u. a. von K. GRIPP 1929, W. CARLÉ 1938 gefordert worden.) — Bei dem oben erwähnten Geschwindigkeitsbereich für die heutigen Randgletscher des grönländischen Inlandeises ergeben sich im Falle einer Geschwindigkeit von 5 km/Jahr ein tägliches Vorrücken des Eisrandes um etwa 14 m/Tag, bei 1 km/Jahr um etwa 2,8 m und bei 100 m/Jahr um rd. 0,3 m/Tag. Die daraus resultierenden Beanspruchungszeiten des Untergrundes bzw. Vorlandes sind kaum mit den bei entsprechenden Druck- oder Scherversuchen an festen Körpern im Laboratorium benutzten Zeiten vergleichbar. Man wird jedoch annehmen müssen, daß bei einem täglichen Vorrücken des Eisrandes um mehrere Meter bis Dekameter keine plastischen Deformationen des Untergrundes, wie sie z. B. in den Faltungen und Fältelungen der Braunkohlenflöze vorliegen, möglich sind. Für die Entstehung derartiger Deformationen sind zweifellos längere Druck- und Schubbeanspruchungen (W. FRIES — 1933 — forderte für das Wirksamwerden der abscherenden Kräfte ein längeres Verweilen des Eisrandes!), d. h. Vorstoßgeschwindigkeiten der Größenordnung 1000 m bis 100 m/Jahr und weniger, erforderlich.

Die Untergrenze der für plastische Deformationen nötigen Geschwindigkeit ist praktisch mit $v = 0$ gegeben. Es liegt dann eine ruhende (tote) Eismasse vor, an deren Rändern plastische Deformationen des Untergrundes (Aufpresungen) allein durch den hydrostatischen Druck des Eises entstehen können. Allerdings müßte — gleiche Untergrundverhältnisse und gleiches bodenmechanisches Verhalten vorausgesetzt — bei einer Eismasse mit $v = 0$ wegen des Wegfalles der Schubkomponente die zur Bildung von glazigenen Schichtstörungen erforderliche Eismächtigkeit größer als bei einem bewegten Eisrand sein. (Inwieweit der Faktor „Zeit“ das Fehlen der Schubkomponente ausgleichen kann, ist nicht abzuschätzen.)

Diese Überlegungen stehen in einem gewissen Widerspruch zu den KÖSTERschen Tonschlammversuchen (R. KÖSTER 1958b), bei denen die stärksten Lagerungsstörungen im „Vorland“ des Modellkörpers bei Vorschubgeschwindigkeiten desselben von 1/10 bis 10 mm/min, bei größeren und kleineren Werten dagegen geringere Wirkungen auftraten. Dazu ist folgendes festzustellen:

1. Der Modellkörper von KÖSTER hatte eine Höhe von rund 70 mm und tauchte bei den Versuchen 25 bis 55 mm (im Mittel kann 40 mm angesetzt werden) in den Tonschlamm ein. Im Falle einer 100 m mächtigen Eismasse würden danach

mehr als 50 m in den Untergrund „eintauchen“. Unabhängig davon, daß derartige Verhältnisse in der Natur unwahrscheinlich sind, ergibt sich aus dem Höhenverhältnis von Modell (0,07 m) und Natur (100 m angenommen) ein Modellfaktor von rund 1 : 1400. Wendet man diesen auf die von KÖSTER ermittelten optimalen Vorschubgeschwindigkeiten von 1/10 bis 10 mm/min an, so ergeben sich für die Verhältnisse in der Natur Eisrandbewegungen von 0,14 bis 14 cm/min, d. h. rund 200 m bis 20 km/Tag. Derartige Werte werden jedoch heute noch nicht einmal von den schnellsten Gletschern Westgrönlands erreicht! — Das zeigt eindeutig, wie unsicher und schwierig eine Übertragung der allgemein recht klar erscheinenden Versuchsergebnisse von KÖSTER auf die natürlichen Verhältnisse ist. Man wird somit aus den Geschwindigkeiten im Experiment keine genaueren Angaben über diejenigen des pleistozänen Inlandeises ableiten können.

2. Bei den KÖSTERSchen Versuchen entstanden im allgemeinen Schuppen, d. h., es kam zu Abscherungsvorgängen im „Vorland“ des Modellkörpers (wobei die Schuppen meist aus Falten hervorgingen). — Die vorgenannten Überlegungen bezogen sich demgegenüber auf rein plastische Deformationen. Es erscheint nun durchaus möglich, daß schuppenförmige Lagerungsverhältnisse einerseits bei relativ langsamer Eisbewegung aus anfänglich gebildeten plastischen Deformationen (Falten), andererseits aber auch infolge stärkerer Eisbewegung unmittelbar entstehen. Allerdings können genauere Angaben über die tatsächlichen Bewegungsgeschwindigkeiten in beiden Fällen z. Z. noch nicht gemacht werden.

Alle diese Erörterungen über die Zusammenhänge zwischen der Geschwindigkeit des Eises und den glazigenen Deformationen des Vorlandes beziehen sich zunächst nur auf eine „unbehinderte“ Bewegung des Eisrandes, z. B. auf einen Eisvorstoß über ein ebenes Gebiet mit überall gleichartiger Schichtenfolge im Untergrund. In einem derartigen idealen Falle wäre die Vorrückungsgeschwindigkeit des Eisrandes (v_R) gleich der mittleren Bewegungsgeschwindigkeit des Eises (v_I) in den weiter zurückliegenden (inneren) Teilen des Inlandeises, d. h., v_R ist proportional dem Eisnachschub und damit letztlich der Eisakkumulation. Wenn nun die Bewegung des Eisrandes durch irgend ein zusätzliches Hindernis im Vorlande gehemmt und damit $v_I > v_R$ wird, muß sich die Schubkomponente am Eisrande verstärken, und zwar um so mehr, je größer v_I ist. Daraus folgt eine verstärkte Schubbeanspruchung des Untergrundes bzw. Vorlandes, welche die Bildung von Lagerungsstörungen (größere Abscherungen bzw. Aufschüppungen und auch plastische Deformationen) begünstigt. Es ist zu erwarten, daß durch diese Verstärkung der Schubkomponente vor einem Hindernis intensivere Deformationen (vor allem Abscherungen, d. h. Schuppen) entstehen als bei einem unbehinderten langsamen Vorrücken des Eisrandes.

Diese Überlegungen zeigen, daß auch vor relativ langsam vordringenden Eisfronten stärkere Lagerungsstörungen im Untergrund entstehen können. Die langsame Bewegung des Eisrandes kann dabei entweder die Folge eines geringen Eisnachschubes oder durch ein Hindernis vor dem Eisrand verursacht worden sein. Damit ergibt sich eine weitere Möglichkeit, das regional begrenzte Auftreten stärkerer Lagerungsstörungen und auch die Verknüpfung von Endmoränen mit intensiven Störungen auf eine gemeinsame Ursache zurückzuführen. Das Vorhandensein stärkerer Deformationen innerhalb eines größeren Gebietes zeigt, daß sich hier der Eisrand einstmals relativ langsam bewegte oder

sogar — zumindest vorübergehend — zum Stillstand gekommen ist. Im mittleren und jüngeren Pleistozän sind derartige Stillstandsphasen (Randlagen) — sofern sie nicht, wie die des älteren Pleistozäns, nachträglich vom Eise überfahren und eingeebnet wurden — aber stets durch Endmoränen (Aufschüttungs- oder Stauch- bzw. Stapelmoränen) gekennzeichnet. (Ob diese Verlangsamung oder der Stillstand — mit entsprechenden Oszillationen des Eisrandes — durch Ernährungsschwankungen des Inlandeises oder durch „Hindernisse“ verursacht wurde, ist zunächst ohne Bedeutung.) Damit wären die Endmoränen, als morphologische Gebilde, und die glazigenen Deformationen des Untergrundes, als geologische Erscheinungen, auf eine gemeinsame Ursache zurückgeführt, und es wird verständlich, daß beide Komplexe sowohl zusammen (Stapel- oder Stauchendmoränen) als auch einzeln auftreten können.

Schließlich gestatten die vorstehenden Betrachtungen auch eine Beantwortung der Frage, warum man häufig zu der Annahme gezwungen ist, daß die Vorstöße älterer Vereisungen keine oder nur schwache Deformationen, ein jüngerer Vorstoß dagegen kräftige Störungen verursachte.⁴⁵ Man braucht nur anzunehmen, daß in den früheren, weiter südwärts reichenden Vereisungsstadien die Eisloben sich ohne Behinderung und entsprechend dem Oberflächengefälle, dem Untergrundrelief usw. mit einer Geschwindigkeit oberhalb des (nicht genau festlegbaren) Grenzwertes zur Auslösung stärkerer Schubwirkungen über das betreffende Gebiet bewegten. Erst in einem späteren Stadial verlangsamte sich die Bewegung des Eisrandes in diesem Gebiet, entweder weil der Vorstoß auf Grund der allgemeinen klimatischen Verhältnisse hier zum Stehen kam oder weil in der Zwischenzeit irgend ein Hindernis entstanden war, das dem weiteren Vordringen des Eises ein Ende setzte. In jedem Falle waren damit die erforderlichen Bedingungen zur Entstehung stärkerer Deformationen des Untergrundes und der Oberfläche (Endmoränen) gegeben.

Die Tiefenreichweite der von einem vordringenden Eisrand ausgehenden Schubbeanspruchung des Untergrundes ist, abgesehen vom bodenmechanischen Verhalten der beanspruchten Schichtenfolge, vom hydrostatischen Druck der Eismasse und der Größe der Schubkomponente (Bewegungsgeschwindigkeit und evtl. Hinderniswirkung!) abhängig. Leider ist es nach eingehender Durchsicht der entsprechenden Literatur und freundlichen Mitteilungen der Herren Prof. Dr. MATSCHAK (Freiberg) und Dr. Dr. KÖHLER (Freiberg) z. Z. noch nicht möglich, den Tiefenverlauf einer dynamischen Druckbeanspruchung des Untergrundes in der gleichen Weise mathematisch zu erfassen und darzustellen wie bei einer statischen Belastung. Grundsätzlich wird man erwarten dürfen, daß die bei statischer Belastung im Untergrund entstehende „Druckbirne“ durch Hinzutreten einer Schubkomponente in deren Wirkungsrichtung deformiert und der in ersterem Falle im oberen Teil der Unterlage etwa 45° betragende Grenzwinkel der Bodenpressung nunmehr an der Stirnseite der bewegten Auflast in jedem Augenblick einen geringeren Wert haben wird.

⁴⁵ Es gibt jedoch auch Störungsgebiete, in denen eine mehrphasige Beanspruchung bzw. Deformation sehr wahrscheinlich ist.

Durch dieses flachere Abtauchen der Grenzlinie der Bodenpressung werden zweifellos Abscherungsvorgänge im Untergrund stark begünstigt. Allerdings sind genauere Angaben über den Verlauf der Grenzlinie in Abhängigkeit vom statischen Druck, der Geschwindigkeit der Auflast usw. — und damit über die Tiefenlage des Hauptabscherungshorizontes — gegenwärtig noch nicht möglich.

Bei den glazigenen Stauchungsexperimenten von R. KÖSTER (1957, 1958) ergab sich die Tiefenreichweite der Deformationen (abgesehen, von der Beanspruchungsdauer) direkt aus der Eintauchtiefe des Modellkörpers in die Versuchsmasse. Bei keinem der zahlreichen Versuche KÖSTERS trat eine unter das Niveau der Basisfläche des Modellkörpers hinabreichende Bewegungsfläche auf. Das ist ohne weiteres verständlich, wenn man bedenkt, daß bei allen Versuchen der Modellkörper „unbelastet“ bewegt wurde. Es wäre sehr interessant gewesen, wenn auch eine Versuchsreihe mit Berücksichtigung des von einem Eislobus auf seine Unterlage ausgeübten statischen (Belastungs-) Druckes durchgeführt worden wäre. Es ist anzunehmen, daß sich bei Überlagerung der statischen und der dynamischen Beanspruchungskomponente Bewegungsflächen ergeben würden, die bogen- bzw. schaufelförmig unter das Basisniveau des Modellkörpers hinabreichen.

Bezogen auf die heutige Oberfläche ist die Tiefenreichweite der gegenwärtig zu beobachtenden glazigenen Deformationen sehr unterschiedlich. Während z. B. die intensiven Flözdeformationen im Sonderfeld Süd des BKW „Franz-Mehring“ bei Niemtsch (Senftenberger Revier) und diejenigen des Raumes Straach-Wittenberg nur bis maximal 30 bis 40 m Tiefe hinabreichen, wurden durch Bohrungen in der Gubener Stauchmoräne gestörte Lagerungsverhältnisse des Tertiärs bis über 100 m Teufe (K. KEILHACK 1920 a), in den schlesischen Stauchmoränen bis 200 m (F. BERGER 1937), im Muskauer Faltenbogen bis 150 m und in der Ülsener Stauchmoräne des Rehburger Stadiums ebenfalls bis etwa 150 m Teufe (W. RICHTER u. a. 1950) nachgewiesen. Gegenüber dieser heute beobachteten Tiefenreichweite ist die frühere (tatsächliche) Beanspruchungstiefe im allgemeinen nur in Einzelfällen zu rekonstruieren. Im Bereich des Muskauer Faltenbogens war eine derartige Rekonstruktion möglich:

In den Katzen-Bergen südwestlich Kromlau (Kammgebiet der Endmoräne) konnten vom Verfasser 1957 in einer neuangelegten Sand- und Kiesgrube bei + 140 bis + 150 m NN mit etwa 30 bis 40° NNE einfallende „ältere“, flintführende Kiese unter einer nur 0,5 bis 0,8 m mächtigen Schicht ungestörter jüngerer Sande und Kiese beobachtet werden (Tafel 8/5). Die Kiesgrube liegt zwischen zwei „Kohlenmulden“ (zwischen Mulde VII und Mulde VIII des ehemaligen BKW Frieden-West, früher Grube „Adolf“), und die Lagerung der Kiese entspricht genau den in diesem Gebiet zu erwartenden und aus den umgebenden Aufschlüssen ableitbaren Verhältnissen, so daß keine Zweifel an einer Konkordanz zwischen der Braunkohle und den erwähnten „älteren“ Kiesen vorhanden sein können. Gegenüber diesen Beobachtungen ist aus den Bohrergebnissen sowohl im deutschen als auch im polnischen Teil (vgl. E. CIUK 1955) des Muskauer Faltenbogens zu entnehmen, daß die Flözstörungen bis mindestens + 50 m NN hinabreichen. Daraus ergibt sich für die Deformationen im Gebiet Muskau-Weißwasser eine Höhendifferenz von mindestens 100 m. Es ist aber unzulässig, diesen Betrag als effektive Tiefenreichweite des wartheglazialen Eisschubes anzusetzen, da — in Übereinstimmung mit den KÖSTERSchen Versuchsergebnissen — mit einer „sekundären“ He-

bung der älteren Schuppen beim weiteren Vordringen des Eises zu rechnen ist und auf diese Weise auch die inneren und mittleren Schuppen des Muskauer Bogens (zu denen diejenigen der Katzen-Berge gehören) sicher mehr oder weniger stark emporgepreßt worden sind. Unter Berücksichtigung der Verhältnisse im Innern des Faltenbogens, in der Halbendorfer Rinne sowie im Gebiet der Trebendorfer Felder wird man ohne Zweifel eine ehemalige (tatsächliche) Tiefenreichweite der glazigenen Untergrundbeeinflussung von mindestens 50 m annehmen müssen. Wie bereits erwähnt, ist es aber unwahrscheinlich, daß die vordringende Eismasse des Muskauer Lobus 50 m tief in den (damaligen) Untergrund hinabreichte, wie man es nach den KÖSTERSCHEN Versuchen fordern müßte.

Aus diesem Beispiel ergibt sich, daß entweder die vor dem Eisrand, im „Vorland“, entstehenden Schub- bzw. Bewegungsbahnen unter das Basisniveau des vordringenden Eises reichten oder mehr oder weniger mächtige Schichtenpakete des Untergrundes als Schollen in die Eisbewegung (mitbewegte Grundmoräne) einbezogen (vgl. W. WOLFF 1927) und vor dem oszillierenden Eisrand „aufgestapelt“ wurden. In diesem Falle müßten die Einzelschuppen innerhalb der so entstandenen „Stapelmoräne“ echte, aus dem normalen Schichtenverband herausgelöste Schollen (i. e. S.) darstellen.

In diesem Sinne hat z. B. noch in neuerer Zeit J. ZWIERZYCKI (1949) bezüglich der glazigenen Lagerungsstörungen in den westpolnischen Braunkohlengebieten die Möglichkeit einer Übertragung des Eisschubes bis zu Tiefen von 150 m verneint und angenommen, daß der Untergrund an der Unterseite des vorrückenden Eises anfror, das gesamte gefrorene Schichtenpaket von den in größerer Tiefe ungefrorenen Ablagerungen abscherte, mitbewegt und dann aufgestapelt wurde.

Obwohl eine Stapelung gefrorener, mitbewegter Schollen vor einem oszillierenden Eisrand mechanisch durchaus möglich ist, sprechen Ausdehnung und Formenschatz der großen glazigenen Störungsgebiete in Mitteldeutschland eindeutig gegen eine derartige Entstehung. Das Auftreten von Flözschuppen und Flözfalten im gleichen Störungsgebiet sowie der Nachweis von Übergängen zwischen Falten und Schuppen im Streichen eines Störungszuges sind nicht mit einer Schollenstapelung, sondern nur durch Schubwirkungen auf das Vorland, evtl. unter Mitwirkung irgendwelcher Hindernisse, zu erklären.

Die unterschiedliche Tiefenreichweite der Lagerungsstörungen und damit der Wirkung des Eisschubes ist einmal auf die zweifellos sowohl örtlich als auch zeitlich große Veränderlichkeit der Schubkraft des Eises zurückzuführen. Außerdem spielt jedoch das bodenmechanische Verhalten der beanspruchten Schichtenfolge, besonders das Vorhandensein und die Tiefenlage von für Abscherungsvorgänge und plastische Deformationen günstigen Schichten, eine sehr wesentliche Rolle.

3.36 Zusammenfassende Betrachtungen über die Wirkungen des Eisschubes

Die Formen und Arten der glazigenen Lagerungsstörungen lassen erkennen, daß ihre überwiegende Mehrheit durch eine Schubbeanspruchung des Untergrundes, d. h. durch die Wirksamkeit mehr oder weniger horizontaler Druckkräfte entstanden ist. Vor allem die Großformen, aber auch die meist schiefen

bis überkippten Kleinfalten, kleineren Faltenüberschiebungen usw. weisen eindeutig auf die Vorherrschaft von Schubkräften bei dem glazigenen Störungsvorgang hin. Dabei verläuft die Streichrichtung dieser „dynamischen“ Formen im allgemeinen weitgehend parallel zum stauchenden Eisrand, und die Vergenz der Falten sowie die Überschiebungsbahnen geben die Richtung der Schubbeanspruchung an. Die Intensität der Deformationen wird – abgesehen von der Reaktionsfähigkeit des Untergrundes (bodenmechanisches Verhalten) – von der Größe der Schubkraft bestimmt. Änderungen von Richtung und Stärke der Schubbeanspruchung bilden sich in entsprechenden Veränderungen der Lagerungsstörungen ab. Die glazigenen Flözdeformationen in Nord- und Mitteldeutschland liefern dazu eine Fülle von Beispielen, von denen hier nur einige kurz erwähnt werden sollen.

Da sich das Inlandeis meist nicht in geschlossenen geraden Fronten, sondern in Form einzelner mehr oder weniger großer, gletscherzungenähnlicher Bögen (Loben) vorwärts bewegte, zeigen auch die großen Flözdeformationen oftmals einen derartigen bogigen Verlauf. Das eindrucksvollste Beispiel dafür ist der „Muskauer Faltenbogen“, wobei hier der einstmalige Eislobus nicht nur durch das Streichen der Flözsättel, -mulden und -schuppen, sondern auch morphologisch durch eine entsprechend verlaufende Stauchendmoräne abgebildet ist. Weitere Beispiele für derartige Stauchmoränenbögen sind u. a. im Gebiet von Guben (Gubin), Schmiedeberg-Kemberg, Drebkau-Jehserig, Loburg-Leitzkau vorhanden. Neben diesen großen, isolierten bogenförmigen Störungsgebieten treten auch dort, wo über größere Entfernungen eine einheitliche mittlere Schubrichtung festzustellen ist, gelegentlich von dieser abweichende Streichrichtungen und Vergenzen von Flözsätteln auf, die auf die Wirksamkeit von kleineren Eisloben hinweisen. So sind z. B. die Lagerungsverhältnisse der miozänen Braunkohlenflöze im Bereich der Randlage des würm (weichsel-) eiszeitlichen Frankfurter Stadiums zwischen Frankfurt/Oder und Freienwalde mit den Andeutungen kleinerer Bögen bei Jahnsfelde-Marxdorf und Frankfurt/Oder zu erklären (Beilage 12). In Gebieten größerer, meist auch morphologisch erkennbarer Eisrandlagen ist somit das Vorkommen benachbarter, verschieden streichender Störungszonen ohne Schwierigkeiten zu deuten. Komplizierter werden die Verhältnisse, wenn keine Anzeichen für das Vorhandensein einer ausgeprägten Randlage vorhanden sind und eng benachbart unterschiedliche Streichrichtungen festgestellt werden. Im Tagebau Etzdorf bei Röblingen am See sind z. B. nebeneinander durch Beanspruchungen aus nordwestlicher und nordöstlicher Richtung entstandene Flözdeformationen zu beobachten gewesen (Tafel 22/5, 6 und 7, 8). Dazu ist folgendes zu bemerken:

1. Glazigene Deformationen des Untergrundes entstehen nicht nur im Bereich größerer Eisrandlagen, sondern können – entsprechende Untergrundverhältnisse vorausgesetzt – in jeder Phase eines Eisvorstoßes auch bei oftmals nur lokaler, auf einen kleinen Teil der Eisfront (d. h. auf einen einzelnen Eislobus) beschränkter Verlangsamung der Eisbewegung (Nachschub, Hindernis!) gebildet werden. Durch selbständige Oszillationen der einzelnen Eisloben ist es demnach möglich, daß benachbarte Eisloben unmittelbar nacheinander ein Vorlandgebiet überfahren und aus verschiedenen Richtungen zusammenstauchen.

2. Da das Vordringen des Inlandeises während einer Vereisungsperiode niemals stetig, sondern immer in Form mehrerer großer, durch Rückzugsperioden unterbrochener und in sich mehrfach gegliederter Vorstoßphasen erfolgte und diese einzelnen Vorstöße nicht immer genau gleichgerichtet waren, können Gebiete durch mehrere Vorstöße (und natürlich auch in mehreren Vereisungsperioden) aus unterschiedlichen Richtungen beansprucht worden sein.

Durch derartige mehrfache, verschieden gerichtete Beanspruchungen werden sehr komplizierte Störungsbilder entstehen, deren einwandfreie Deutung nur sehr selten (Vorhandensein mehrerer unterschiedlich deformierter Geschiebemergel o. ä.) möglich ist.

Als Beispiel für lokale Abweichungen der Richtung der glazigenen Schubkräfte sei hier nur die Endmoräne der Schlaun Berge bei Klein Leipisch erwähnt. Die inzwischen durch den Fortschritt des Tagebaues Klein Leipisch abgetragene Stauchmoräne hatte eine Streichrichtung von SE nach NW und ist nach ihrem inneren Bau offenbar von SW aufgestaucht worden (F. ISSEL 1951, Bild 4). Im Gegensatz dazu weisen die Flözdeformationen in der Umgebung (Gebiet von Plessa, Klettwitz) auf Schubbeanspruchungen aus nördlicher Richtung. Die von F. ISSEL (l. c.) gegebene Erklärung für die abnormen Lagerungsverhältnisse in den Schlaun Bergen befriedigt nach Ansicht des Verfassers nicht restlos. Man wird hier die Deformationen von Plessa und Klein Leipisch entweder verschiedenen Eisvorstößen zuordnen oder annehmen müssen, daß sich das die letztgenannte Stauchmoräne bildende Eis etwa in westöstlicher Richtung — wahrscheinlich durch die Morphologie (Elster-Urstromtal!) vorgezeichnet — bewegte (vgl. Seiten 170 bis 171).

Zu den Wirkungen des Eisschubes gehören nicht nur die Aufstauchungen des Untergrundes, sondern bei einem weiteren Vordringen des Eises auch die mehr oder weniger tiefreichenden Zerstörungen der vorher gebildeten Lagerungsstörungen (überfahrene Stauchmoränen!). Allerdings braucht die häufig zu beobachtende Abtragung der Sättel von Großfalten nicht immer auf ein Überfahren der Störungen durch das Eis zu deuten, denn selbstverständlich ist auch eine nachträgliche Erosion (z. B. durch Schmelzwässer) möglich. Der einzige eindeutige Beweis für glazigene Abtragung ist die diskordante Überlagerung der Deformationen durch einen Geschiebemergel, d. h. die Ablagerungen einer Grundmoräne, wie man sie z. B. auf Jasmund/Rügen (Tafel 26/4) findet. Wenn die Störungen dagegen diskordant von Sanden oder Kiesen überlagert werden, ist die Entscheidung, ob glazigene oder fluviatile Erosion vorliegt, nicht ohne weiteres gegeben, da durch spätere Abtragung auch eine einstmals vorhandene diskordante Grundmoräne abgetragen und durch entsprechende fluviatile Ablagerungen ersetzt werden konnte.

Die in der Endmoräne des warthestadialen Eisrandes in dem alten, seit längerer Zeit nicht mehr bebauten Grubenfeld Drebkau (P. RUSSWURM 1909) angetroffenen Deformationen des Lausitzer Unterflözes waren, obwohl steile, über 50 m hohe Flözsättel bis unmittelbar unter die Erdoberfläche aufragten (+ 130 bis + 150 m NN), nirgends zerstört. Es handelt sich also hierbei offenbar um eine typische Stirn-Stauchmoräne mit, nach den Vergenzen, Schubrichtungen aus Norden bis Nordwesten (leichter, nach NW offener Bogen). — Etwa 10 km nordwestlich davon, aber 3 bis 4 km nördlich der warthestadialen Endmoräne, liegt das seit 1937 in Abbau befindliche Tagebaufeld Greifenhain, in dessen westlichem Teil das Unterflöz ebenfalls durch Schubbeanspruchung aus NW bis NNW zu steilen Großfalten aufgestaucht ist. Jedoch sind hier die Sättel dieser Großfalten meist zerstört, und in den steilstehenden Sattelschenkeln tritt das Kohlenflöz oftmals bis unmittelbar unter die Rasensohle (Tafel 7/1), die bei etwa + 80 m NN

liegt. Es könnte hier somit nach der allgemeinen Situation ein Stauchungsgebiet vorliegen, das durch das noch weiter vorstoßende Eis des Warthestadiums überfahren worden ist. Allerdings konnte bisher nur an einer Stelle diskordant über einem Sattelschenkel eine geschiebemergelähnliche Ablagerung festgestellt werden. Die sonst im oberen Teil des Deckgebirges verbreitet auftretenden jüngeren pleistozänen Sande führen in größerer Menge aufgearbeitete Kohle und deuten entweder auf eine fluviatile Zerstörung der Flözsättel oder — nach Erosion des oberen Geschiebemergels — auf eine weitere fluviatile Abtragung der Sattelschenkel. Dieses Beispiel zeigt eindringlich die sich oftmals bei der Entscheidung glazigene oder fluviatile Erosion ergebenden Schwierigkeiten.

Die sowohl lokal als auch zeitlich veränderliche Intensität des Eisschubes tritt in den wechselnden Abständen der Großsättel und Schuppen eines Störungsgebietes (z. B. Muskauer Faltenbogen), im Auf- und Absteigen der Achsen der Faltsättel sowie in den wechselnden Vergenzen der Falten (aufrecht bis überkippt) innerhalb des gleichen Störungszuges deutlich in Erscheinung. Die Profil- oder Blockbilddarstellungen größerer Störungsgebiete liefern dafür stets zahlreiche Beispiele (vgl. Beilagen 4, 5, 6, 9 sowie Tafel 8/1,7). Derartige Vergleiche über die Intensität des Eisschubes sind jedoch nur innerhalb eng begrenzter Gebiete möglich, in denen keine wesentlichen Veränderungen der Schichtenfolge des Untergrundes auftreten; denn die Wirkungen der Schubbeanspruchung sind außer von der Größe der Schubkraft wesentlich vom Verhalten des Untergrundes (Art der Schichtenfolge, Mächtigkeit der Einzelschichten usw.) abhängig.

In diesem Zusammenhang ist noch auf eine Störungsform hinzuweisen, die K. KEILHACK (Erl. z. Geol. Spez.-Karte, Blatt Frankfurt/O., 3. Aufl., 1931) aus dem Gebiet der Flözstörungen von Frankfurt/O. beschrieben hat. Es wurden hier recht- bis spitzwinklig zum Streichen der Flözsättel bzw. -mulden oder -schuppen verlaufende horizontale Versetzungen des Flözverbandes („Blattverschiebungen“) festgestellt. K. KEILHACK deutete sie als echte endogen-tektonische Störungen, jedoch erscheint es nach Ansicht d. Verf. einfacher, diese Blattverschiebungen durch Zerreißen der bereits gestörten, wahrscheinlich gefrorenen Schichtenfolge im Verlaufe eines erneuten kräftigen Eisvorstoßes von einem Teil des Eisrandes zu erklären.

3.4 DIE BEDEUTUNG DER BODENMECHANISCHEN VERHÄLTNISSE DES UNTERGRUNDES FÜR DIE GENESE DER EISBEDINGTEN LAGERUNGSSTÖRUNGEN

3.41 Allgemeine Bemerkungen

Es wurde bereits mehrfach erwähnt, daß für die Entstehung der glazigenen Deformationen neben den „äußeren“, eisbedingten Einwirkungen die Geologie des Untergrundes, d. h. die jeweils vorhandene Schichtenfolge, von wesentlicher Bedeutung ist. In der Literatur finden sich zwar mehrfach Hinweise auf Konsistenz- und Reaktionsunterschiede der glazigen beanspruchten Sedimente, aber es handelt sich dabei meist nur um allgemeine Bemerkungen über Starrheit, Plastizität usw. Etwas eingehender haben sich nur O. ROETHE (1932) und be-

sonders G. KELLER (1954) mit diesen Fragen beschäftigt. Eine zusammenfassende Darstellung der Bedeutung der bodenmechanischen Verhältnisse für den Störungsvorgang liegt jedoch noch nicht vor.

Bei den glazigenen Lagerungsstörungen in den Lockerablagerungen Nord- und Mitteldeutschlands handelt es sich phänomenologisch genau wie bei den endogen-tektonischen Lagerungsstörungen der festen Gesteine sowohl um bruchlose als auch um raptuelle Deformationen. Genetisch sind bei den bruchlosen Verformungen zu unterscheiden: Biegefalten (weitaus vorherrschend), Scherfalten (offenbar sehr selten) sowie an die Salztektonek erinnerte plastische Materialwanderungen (Aufpressungen). Bei den Bruchdeformationen herrschen Einengungsformen vor, Zerörungen treten nur untergeordnet auf. Außerdem kann man mit K. KEILHACK (1907) noch eine Gliederung in aktive Deformationen (alle Hauptstörungsformen gehören dazu) und passive, im Gefolge der ersten Gruppe auftretende Verformungen vornehmen.

Für die Genese der genannten Deformationen ist — von der äußeren Kraftwirkung abgesehen — vor allem die Plastizität und die Scherfestigkeit der Lockerablagerungen von Bedeutung. Die Plastizität eines unter äußerer Belastung stehenden Sedimentes ist in erster Linie von der Korngröße und dem Wassergehalt, die Scherfestigkeit von der inneren Reibung, dem Gefügewiderstand und der Haftfestigkeit (Kohäsion) und letztere wiederum von Korngröße und Wassergehalt abhängig. Dabei ist im vorliegenden Falle wesentlich, ob das Wasser im Sediment in flüssiger Form enthalten oder ob die Ablagerung mehr oder weniger tiefgründig gefroren ist (Bodengefrorenis). Außerdem spielt bei der Scherfestigkeit die Beanspruchungsgeschwindigkeit eine wesentliche Rolle.

Man könnte annehmen, daß eine Rekonstruktion des bodenmechanischen Verhaltens der verschiedenen Lockerablagerungen gegenüber der glazigenen Druck- und Schubbeanspruchung im Pleistozän am einfachsten mit Hilfe der in der Bodenmechanik üblichen und bewährten Druck- und Scherversuche möglich wäre. Abgesehen davon, daß das Vorhandensein einer Bodengefrorenis mit wechselnder Tiefe und die möglichen Kombinationen verschiedenster Schichtfolgen recht umfangreiche Versuchsreihen und -anordnungen erfordern würden, können derartige Versuche keine zuverlässigen Daten über das einstmalige Verhalten der Schichten geben, da die Scherfestigkeit einer Lockerablagerung auch noch von der Vorbelastung des Materials abhängig ist. Es ist zwar möglich, bei bindigen Lockergesteinen die ehemalige maximale Vorbelastung zu bestimmen, aber bei den zur Diskussion stehenden Lockerablagerungen in Nord- und Mitteldeutschland ist meist mit mehrfachen, verschieden großen Belastungen (Eisvorstößen) vor und z. T. auch noch nach ihrer Deformation zu rechnen. Außerdem ist es grundsätzlich nicht möglich, die an einem aus dem natürlichen Verband herausgelösten Gesteinskörper ermittelten Druck- und Scherfestigkeiten als repräsentativ für die mechanischen Eigenschaften des gleichen Körpers innerhalb seiner ursprünglichen geologischen Umgebung anzusetzen (Druck-

und Spannungsverhältnisse, Gefüge, Wassergehalt usw.!). Damit entfällt die Möglichkeit einer physikalisch-messenden Behandlung des Fragenkomplexes, und es bleibt nur die Möglichkeit, das damalige Verhalten der Lockerablagerungen näherungsweise aus ihren heutigen bodenmechanischen Kennwerten zu rekonstruieren.

Wegen der – verglichen mit den in der endogenen Tektonik wirksamen Kräften – geringen Intensität der von den pleistozänen Inlandeis Massen ausgehenden Druck- und Schubbeanspruchung der Gesteine treten die glazigenen Deformationen überwiegend bei Lockerablagerungen in Erscheinung. Gelegentlich sind zwar auch an festen Gesteinen eisbedingte Lagerungsstörungen beobachtet worden, z. B. am Muschelkalk von Rüdersdorf bei Berlin (F. WAHNSCHAFFE 1882) sowie an Kalken und Schiefen des Pennsylvanian in Jowa (P. R. LAMERSON und L. F. DELLWIG 1957), aber sie beschränken sich allgemein auf dünn-schichtige Gesteine und weisen stets eine nur geringe Tiefenreichweite (wenige Meter) auf. Die von Skandinavien südwärts vorstoßenden Inlandeis Massen fanden in Nord- und Mitteldeutschland nahezu ausschließlich mächtige, unverfestigte oder nur wenig feste Schichtenfolgen vor, wodurch die Bildung von Lagerungsstörungen durch die glazigene Druck- und Schubbeanspruchung begünstigt wurde. Das verbreitete Vorkommen von tonigen Sedimenten und Braunkohlen, d. h. in ihrem Formänderungsverhalten weitgehend plastischen und z. T. (Tone) wenig scherfesten Materialien innerhalb dieser Schichtenfolgen erleichterte zusätzlich die Entstehung derartiger Deformationen. Andererseits führte die vielfache Wechsellagerung von Sanden, Tonen und Braunkohlen innerhalb der tertiären Schichten und von Sanden, Kiesen, Tonen und Geschiebemergeln in denen des Pleistozäns bei der glazigenen Beanspruchung zu unterschiedlichen Reaktionen der einzelnen Schichtglieder und damit zur Genese von z. T. recht verschiedenen Störungsformen auf engem Raum über- und nebeneinander. Schließlich ist zu berücksichtigen, daß durch das Nebeneinander und Übereinander gefrorener und ungefrorener Schichten der Störungsvorgang ebenfalls beeinflußt wurde.

3.42 Verhalten von Sanden und Kiesen

Die Belastung und Schubbeanspruchung von nichtbindigen Lockerablagerungen führt zunächst stets zu einer von der Korngröße und Lagerungsdichte abhängigen Verdichtung und Zusammenpressung. Bei Überschreitung eines kritischen Wertes (der Bruchgrenze) bilden sich Gleitflächen aus, längs derer ein ruckweises Ausweichen des Materials stattfindet. Die Schubfestigkeit (Widerstand gegen Verschiebungen längs Bruch- oder Gleitflächen) derartiger Sedimente ist recht groß und gehorcht weitgehend dem Coulombschen Gesetz:

$$\tau_g = k + \mu \nu^{46}$$

Die Reibungswerte trockener Sande und Kiese sind im allgemeinen $> 0,5$, und diese Ablagerungen weisen dementsprechend nur eine sehr geringe bzw. keine

46 k = Haftfestigkeit; ν = Normalpressung; μ = Reibungswert = $\text{tg } \varrho$; ϱ = Winkel der inneren Reibung. Nach J. OHDE (1955) nimmt μ (und ϱ) mit der Lagerungsdichte, der Rauigkeit der Korn-gestalt und der Gleichförmigkeit des Korngemisches zu.

Plastizität auf. Die Scherfestigkeit von Sanden ist jeweils am größten bei einer kapillaren Durchfeuchtung. Die geringsten Werte der Scherfestigkeit treten bei Wassersättigung (im Bereich des Grundwassers), ein zweites Minimum bei völliger Trockenheit auf (vgl. K. KEIL, Ingenieurgeologie und Geotechnik, Halle/S. 1954; S. 713). Sande und Kiese sind daher — verglichen mit Tonen oder der Braunkohle — gegenüber der glazigenen Beanspruchung als „stabile Ablagerungen“ (G. SCHULZ 1929) bzw., im Sinne der endogenen Tektonik, als „kompetente“ Schichten zu bezeichnen.

Bei den in Sanden und Kiesen auftretenden glazigenen Störungen tritt der bereits erwähnte Unterschied zwischen aktiven und passiven Deformationen besonders deutlich hervor. Stärkere Verfaltungen von Sand- und Kiesschichten erweisen sich meist als passive Deformationen, z. B. die Aufschleppungen von Elsterschottern an den Kohleaupressungen von Profen (Tafel 21/4), „mitgefaltete“ Sande und Kiese an den Flözsätteln von Berzdorf (Tafel 2/5, 6) und Plessa (Tafel 14/1, 4), passive Einpressung oder Einfaltung von Sanden und Kiesen in dem „leeseitigen“ Schenkel einer schiefen Flözfalte im Tagebau Etzdorf (Tafel 22/7, 8). Aktive Verfaltungen von Sanden und Kiesen sind selten. Sie treten meist nur in fein- und gleichkörnigen bis schluffigen Sanden, und zwar oftmals in Form von Zickzackfalten⁴⁷ auf (Tafel 18/6; 27/6). In tonigen Sanden ist dagegen stets mit dem Auftreten kräftiger aktiver Verfaltungen zu rechnen (Tafel 20/1). Wenn in Grobsanden und Kiesen größerer Mächtigkeit aktive „Verfaltungen“ beobachtet werden, so handelt es sich immer um weitspannige Falten, die auf besondere Bildungsbedingungen hinweisen (sehr langsame Schubbeeinflussung, hoher Wassergehalt und möglicherweise auch Gefrorenis).

In einer Kiesgrube innerhalb der „Pommerschen Endmoräne“ bei Krassow (südöstlich Wismar) war z. B. vor einigen Jahren eine große walzenförmige Deformation von Sanden und Kiesen mit schluffigen bis tonigen Zwischenschichten zu beobachten. Möglicherweise handelt es sich hierbei um das Ergebnis einer derartigen „ruhigen“ Schubbeeinflussung des Untergrundes im Bereich einer Eisrandlage. Es ist naheliegend, derartige große „Walzen“ (d. h. schiefe bis liegende Falten) mit dem von K. GRIPP (1929) am Außenrand einer Stauchmoräne (Tafel 30/9) beobachteten „Auspressen“ des Untergrundes zu vergleichen.

Die Abhängigkeit der Störungsform von der Mächtigkeit einer Sandschicht tritt deutlich in den Deformationsbildern aus der Tongrube Niemegk (Fläming) in Erscheinung (Tafel 24/2–4, 7). Während die dünneren Sandschichten in den Tonen mehr oder weniger völlig zerschert sind, wurden die etwas mächtigeren Schichten passiv mit den Tonen und Schluffen verfaltet.

Wegen ihrer „Starrheit“ werden somit bei den klastischen Lockersedimenten vor allem rupturale Deformationen auftreten, und es ist hier zwischen „aktiven“ und „passiven“ Bruchstörungen zu unterscheiden. Als aktive Bruchstörungen sind z. B. die im Tagebau Plessa beobachteten Aufschiebungen von feinkörnigen Quarzsanden (Tafel 16/5–7) sowie die Aufschiebung in pleistozänen Sanden und

⁴⁷ Auch O. ROETHE (1932) stellte fest, daß Sande bei seitlicher Druckbeanspruchung (Schichtverkürzung) geknittert werden oder zerbrechen.

Kiesen im Tagebau Berzdorf (Tafel 4/1) anzusprechen. Passive Störungen in Sanden und Kiesen, verursacht durch Überschreitung der Zugfestigkeit derartiger, im Hangenden von aktiv gefalteten oder aufgepreßten Sedimenten liegender Ablagerungen wurden u. a. im Tagebau Berzdorf (Tafel 4/2), südlich des Flözsattels *p* im Tagebau Plessa (Beilage 6 und Tafel 15/5–7) sowie am Kliff bei Ahrenshoop (Tafel 27/5) beobachtet. Auch bei den von W. CARLÉ (1938) abgebildeten, staffelförmigen Zerrsprüngen dürfte es sich – sofern hier überhaupt glazigene Deformationen vorliegen – um passive Störungsformen handeln.

Eine besondere Form glazigener Deformation von Sanden scheint in den von H. KLUSEMANN und R. TEICHMÜLLER (1956) aus einer Sandgrube in Essen-Kupferdreh abgebildeten Lagerungsverhältnissen vorzuliegen (Bild 5).

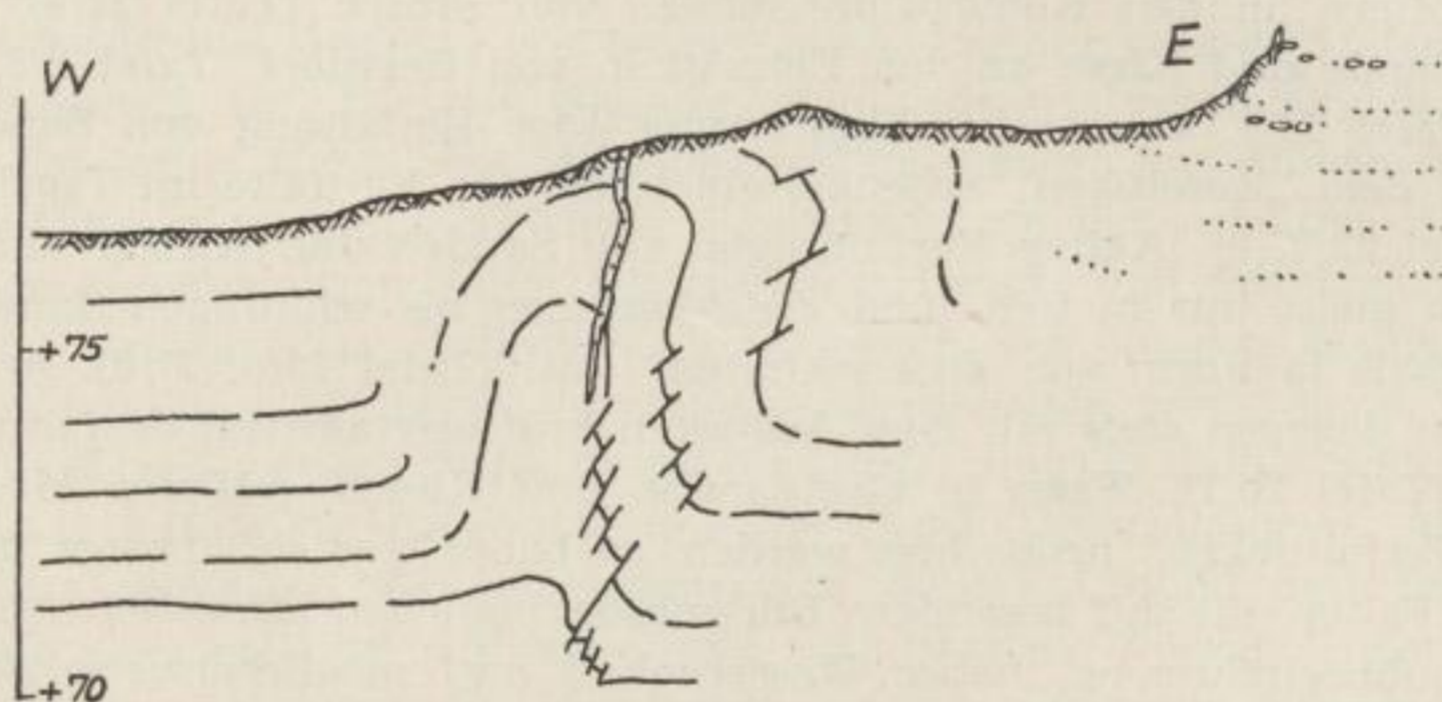


Bild 5. Falte in rißeiszeitlichen Vorschüttsanden bei Essen-Kupferdreh (nach H. KLUSEMANN und R. TEICHMÜLLER, 1956)

Nach der Darstellung der genannten Autoren sind hier die rißeiszeitlichen, offenbar sehr feinkörnigen Vorschüttsande zu einer mehr als 6 m hohen Falte zusammengestaucht worden (Anprall des „Ruhrgletschers“ an die Ruhrberge, d. h. Hinderniswirkung!), deren Luvseite (westlicher Schenkel) weitgehend den Charakter einer leicht ostvergenten, fast isoklinalen Biegefalte hat, während der leeseitige (östliche) Schenkel Merkmale einer Scherfalte aufweist. Die Sande sind hier durch zahlreiche Aufschiebungen in relativ dünne Scherbretter zerlegt, wobei die Scherflächen im unteren (Mulden-)Teil des Schenkels sehr steil verlaufen und in Richtung des Faltensattels immer flacher einfallen, z. T. sogar nahezu horizontal liegen (H. KLUSEMANN usw. 1958, S. 123). Genetisch handelt es sich hierbei zweifellos um „aktive“ Bruchdeformationen. Nach Auffaltung des Schichtenpaketes wurde im Bereich des leeseitigen (liegenden) Schenkels durch die weitere Schubbeanspruchung die Scherfestigkeit der Sande überschritten, und statt weiterer Verbiegungen bildeten sich – entsprechend der vom Liegenden zum Hangenden der Schichtenfolge zunehmenden Größe der Horizontalkomponente der Schubkraft – von unten nach oben immer flacher einfallende Scherflächen aus, längs derer das jeweils hangende „Scherbrett“ in der Schub-

richtung des Eises verschoben wurde. — Die oben genannten Autoren leiten aus der geringen Mächtigkeit der einzelnen Scherbretter ab, daß die Sande zur Zeit ihrer Deformierung nicht gefroren gewesen sein können, da sonst dickere Scherbretter entstanden wären. Unabhängig davon, ob eine derartige Gesetzmäßigkeit zwischen der Gefrorenis und der Dicke der Scherbretter tatsächlich anzunehmen ist (Untersuchungen über diese Frage sind, soweit bekannt, bisher nicht durchgeführt worden), sprechen nach Ansicht des Verf. die in dem photographierten Ausschnitt der Stauchfalte (H. KLUSEMANN usw. 1958, Abb. 5) erkennbaren Schleppungen der dünnen, dunklen (tonig-lehmigen) Schichten an den Aufschiebungsflächen für eine Deformation der Schichtenfolge in ungefrorenem Zustande. — Auf jeden Fall handelt es sich hierbei um eine sehr interessante und offenbar auch seltene Störungsform. Es wäre zu wünschen, daß recht bald gleichartige Deformationen gefunden und dann in allen Einzelheiten aufgenommen werden.

Zuletzt sei noch kurz auf die Bedeutung der Lagerungsdichte für die Scherfestigkeit der nichtbindigen Lockerablagerungen eingegangen. Je lockerer Sande oder Kiese gelagert sind, desto mehr wird von einer äußeren Druck- oder Schubbeanspruchung abgefangen und zur Verdichtung der Kornlagerung verbraucht. Erst wenn eine genügende Verdichtung erreicht ist, kann bei weiterer Beanspruchung eine Deformierung der betreffenden Sedimente und eine Schub- bzw. Druckübertragung auf tiefer liegende Schichten erfolgen. Unter sonst gleichen Bedingungen wird also nur eine locker gelagerte Sand-Kies-Schichtenfolge eine glazigene Druck- und Schubbeanspruchung abfangen und den Untergrund „abschirmen“ können.

3.43 Verhalten von tonigen Ablagerungen

Im Gegensatz zu den nichtbindigen Lockerablagerungen weisen die bindigen Sedimente eine wesentlich größere Plastizität auf. X

Als allgemeine Bedingungen für hohe Plastizität eines Sedimentes gelten folgende Eigenschaften: Quarzarmut, Tonreichtum, großes Wasseraufnahmevermögen, geringe Wasserdurchlässigkeit, große Verdichtungsfähigkeit und kleiner Reibungsbeiwert. X

Bei Tonen ist der Plastizitätsgrad im wesentlichen vom Wassergehalt abhängig. Durch Zunahme des Wassergehaltes erniedrigt sich der Winkel der inneren Reibung, gleichzeitig vergrößert sich die Plastizität, bis die Fließgrenze des Materials erreicht wird. — Die Scherfestigkeit von bindigen Lockerablagerungen ist somit von ihrem Ton- und Wassergehalt abhängig. Das Coulombsche Gesetz (vgl. Seite 90) gilt hier nur bei langsamer Schubbeanspruchung wasserfreier Tone.

Die Reaktion toniger Ablagerungen auf Druck- und Schubbeanspruchungen (Scherfestigkeit) ist insgesamt von folgenden Faktoren abhängig: Tongehalt, Wassergehalt, Geschwindigkeit und Stärke der Beanspruchung, Schichtmächtigkeit und evtl. Vorbelastung. X

- a) Durch Zunahme des Wassergehaltes, z. B. innerhalb und über einer muldenförmig gelagerten Tonschicht, wird die Scherfestigkeit vermindert (vgl. H. MATSCHAK 1952). }

- b) Zunehmender Sandgehalt eines tonigen Sedimentes (sandiger Ton) erhöht dessen Scherfestigkeit, zunehmender Tongehalt einer sandigen Ablagerung (toniger Sand) vermindert deren Schubfestigkeit.
- c) Bei der Druck- oder Schubbeanspruchung einer wasserhaltigen, bindigen Lockerablagerung findet zunächst stets eine Zunahme der Lagerungsdichte und damit ein Ausquetschen des Porenwassers statt. Wegen des hohen Strömungswiderstandes in tonigen Sedimenten kann das Auspressen des Wassers jedoch nur sehr langsam erfolgen. Im Falle einer schnellen Belastung oder Schubbeanspruchung eines derartigen wasserhaltigen, tonigen Sedimentes kann das Wasser nicht schnell genug entweichen, das Porenwasser muß die Belastung übernehmen und weicht seitlich aus, d. h., seine Scherfestigkeit ist gering. Demgegenüber kann bei langsamer Beanspruchung das Wasser langsam entweichen und der Ton konsolidieren, wodurch sich seine Scherfestigkeit erhöht. Dieser Vorgang ist bei der Entstehung von Liegendaufpressungen am Fuß von Brückenkippen in der Lausitz von wesentlicher Bedeutung. H. MATSCHAK (1952) ermittelte z. B. für den Bitterfelder Hangendton bei einer Belastung von 1 bis 3 at vor dessen Konsolidierung eine Scherfestigkeit von 0,22 bis 0,66 kg/cm², nach der Konsolidierung dagegen von 0,66 bis 1,1 kg/cm²; und J. OHDE (1949) erwähnt, daß die Scherfestigkeit eines Schlufftones aus dem Wiener Becken bei langsamer Schubbeanspruchung 2,34 kg/cm², bei schneller dagegen 1,33 kg/cm² beträgt.
- d) Dünne Tonschichten neigen eher zu Abscherungen und Gleitflächenbildungen als mächtigere (geringe Mächtigkeit des Lausitzer Liegendtones unter dem Flöz II begünstigt Liegendaufpressungen; H. MATSCHAK 1952).
- e) Erstbelastete Tone weisen gegenüber vorbelasteten oder durch Schubkräfte vorbeanspruchten eine geringere Verdichtung und damit eine größere (langsame!) Belastungsfähigkeit auf.

Tonige Ablagerungen sind somit infolge ihrer leichten Deformierbarkeit – in Abhängigkeit von den genannten Faktoren – als inkompetente, zu aktiver Deformation neigende Schichten zu bezeichnen. Da derartige tonige, relativ leicht aktiv deformierbare Sedimente in den pleistozänen (Geschiebemergel, Bänder- und Beckentone) und tertiären Schichtenfolgen (Tone und Letten sowohl im Hangenden als auch im Liegenden der miozänen und oligozän-eozänen Braunkohlenflöze) Nord- und Mitteldeutschlands weit verbreitet sind, weist dieser, während des Pleistozäns mehrfach eisüberfahrene Raum für die Bildung glazigener Störungen des Untergrundes außerordentlich günstige Verhältnisse auf. Aus der Fülle der entsprechenden Störungsbilder seien nur einige Beispiele angeführt:

Faltung und intensive Fältelung von Beckentonen und gebänderten tonigen Schluffen (Tafeln 24/1–7, 25/1, 28/2, 5–7); Massenwanderungen in Tonen (Tafel 25/1, 8); Aufpressungen von Geschiebemergel (Tafeln 27/5, 30/4); aktive Geschiebemergleinpressungen in die Kohle (Tafel 19/4–7); intensive Faltung und Fältelung (oftmals disharmonisch) von tertiären Kohlenletten (Tafeln 14/1, 3, 5, 7, 15/1–4, 16/3, 4).

Auf zwei Erscheinungen sei noch besonders hingewiesen. In der Tongrube der Ziegelei Niemegek (Fläming) läßt das Vorkommen von weitspannigen Verfaltungen relativ mächtiger, nur durch wenige dünne, sandige Zwischenlagen gegliederter Tonschichten (Tafel 24/1, 2) unmittelbar neben und unter einer intensiven Fältelung dünnschichtiger toniger Schluffe (Tafel 25/1) erkennen, daß das „Gesetz von der Stauchfaltengröße“ auch für die Biegefalten der glazigenen Tektonik Gültigkeit hat. Die in der gleichen Tongrube beobachteten Deforma-

tionen von den im Ton eingeschalteten dünnen Sandschichten zu den Längsboudinagen ähnlichen Strukturen (Tafel 24/4) stellen — soweit dem Verf. bekannt — eine neue, bisher noch nicht beschriebene glazigene Störungsform dar. Sie legt nicht nur Zeugnis ab von dem unterschiedlichen Verhalten sandiger und toniger Sedimente gegenüber einer gleichartigen und gleichzeitigen Schubbeanspruchung, sondern auch von den innerhalb einer dickeren Tonschicht durch entsprechende Beanspruchung ausgelösten plastischen Deformationen, die sonst im allgemeinen nicht erkennbar sind. Die außerordentliche Plastizität von Tonen bzw. Letten tritt auch bei den Verfaltungen innerhalb des Kohlen- und Hangendlettenstättens p im Tagebau Plessa (Beilage 6) deutlich hervor. Die hier beobachteten Störungsformen erinnern teilweise an Faltenbilder, wie sie aus Salzlagerstätten bekannt sind (Tafel 14/5).

Eine besondere Bedeutung kommt den tonigen Ablagerungen als bevorzugte Abscherungshorizonte innerhalb einer glazigen beanspruchten Schichtenfolge zu (vgl. Abschnitt 3.45). Hierfür ist die geringe Scherfestigkeit der Tone — besonders bei hohem Wassergehalt — verantwortlich. Nach H. MATSCHAK (1952) beträgt die Scherfestigkeit des nur 0,2 bis 0,3 m mächtigen Liegendtones des 2. Lausitzer Flözes bei 3 at Normaldruck im Bereich des Kohlenfeldes Greifenhain $1,46 \text{ kg/cm}^2$ und im Feld Niemtsch $1,92 \text{ kg/cm}^2$. Nach den von K. KEGEL (1950) angeführten Beispielen für Liegendaufpressungen im Gebiet Mückenberg (Lauchhammer) ergibt sich bei einer Normalpressung von 9 kg/cm^2 eine Scherfestigkeit des Liegendtones (ohne Berücksichtigung des Wassergehaltes!) von 4,5 bis 6 kg/cm^2 . Vergleicht man diese Normalpressungen mit den von den pleistozänen Inlandeis Massen verursachten Sohlendruck (Tabelle 3, Seite 54), so zeigt sich, daß — zumal beim Vorhandensein einer zusätzlichen Schubkomponente — die Belastung des Untergrundes durch 20 bis 50 m mächtige Eisränder ohne weiteres ausreichte, um die Scherfestigkeit von Tonen und Letten zu überschreiten (vgl. auch den von O. ROETHE, 1932, S. 204 beschriebenen Versuch). Es ist also gerade in Hinblick auf die Deformierbarkeit der tonigen Ablagerungen keineswegs erforderlich, zur Entstehung der glazigen Lagerungsstörungen Eisrandmächtigkeiten von 100 m und mehr anzunehmen.

Für die Art der Deformation einer Tonschicht ist deren Mächtigkeit und Konsistenz zur Zeit der Beanspruchung ausschlaggebend. Die Erfahrungen zeigen, daß einzelne, geringmächtige Tonschichten ausschließlich als Abscherungsflächen für Aufschüppungen usw. dienen und nur selten verfaltet werden. Derartige Verfaltungen und plastische Deformationen treten meist nur an mächtigeren Tonen auf, auch wenn diese in sich mehr oder weniger stark geschichtet oder durch sandige Zwischenlagen gegliedert sind.

Auf die Bedeutung der Konsistenz der Tone (Wassergehalt, Gefronnis) hat in neuerer Zeit besonders G. KELLER (1954) hingewiesen und am Beispiel einer statischen Aufpressung von Geschiebemergel in einem Kernkames gezeigt, daß hier das Material bei der Aufpressung eine weichplastische Konsistenz gehabt haben muß. Daraus ergibt sich, daß die Einpressung des Geschiebemergels erst in einer relativ späten Abtauphase eines Toteiskörpers erfolgt sein kann, als der

Frostboden in der Umgebung schon weitgehend im Schwinden war. Derartige bedeutungsvolle und allgemeine Rückschlüsse über den Störungsvorgang sowie seine zeitliche Stellung erlaubende Ableitungen sind jedoch bisher fast nur an statischen Aufpressungen möglich gewesen. Selbst wenn man zur Deutung dynamischer Störungsformen bestimmte Annahmen über die Größe der Vertikal-komponente der glazigenen Untergrundbeanspruchung (vgl. Tabelle 3) machen würde, fehlen doch jegliche Hinweise auf die Größenordnung der Horizontal-komponente. Man wird nur allgemein vermuten können, daß die Beanspruchung durch Schub im Mittel sicher größer gewesen ist als bei ausschließlich statischer Belastung. Dadurch mußte aber im ersteren Falle eine stärkere Verdichtung der beanspruchten Schichten verursacht werden, und in diesen Schichten enthaltene Tone dürften daher bei einer stärkeren dynamischen Beanspruchung kaum im weichplastischen Zustand gewesen sein. Damit stimmt das Auftreten von Rutschflächen und Harnischen auf Tonen und Letten (Tafel 17/1) innerhalb von Stauchmoränen und größeren glazigenen Störungen überein. Derartige Harnische konnten zweifellos nur dann entstehen, wenn das Material bei der Deformation allenfalls plastische, wahrscheinlich sogar halbfeste Konsistenz hatte (über die Bedeutung einer Gefronnis der Schichten siehe Abschnitt 3.46).[!]

3.44

Verhalten der Braunkohle

Die Braunkohle zeigt bei glazigener Druck- und Schubbeanspruchung ein weitgehend plastisches Verhalten, das nur von stark tonigen Ablagerungen übertroffen wird. Auf diese „Autoplastie der Braunkohle“ haben u. a. schon H. WEIGELT (1928) in Hinblick auf die Entstehung der Flözaufpressungen im Geiseltal, W. WEISSERMEL (1930), O. ROETHE (1930), W. FRIES (1933) sowie O. WAGENBRETH (1955) hingewiesen. Mehrfach ist auch die Plastizität der Kohle mit der des Salzes verglichen worden (G. SCHULZ 1929, O. ROETHE 1932, O. WAGENBRETH 1955), und manche der aus Grubenaufschlüssen vorliegenden Störungsbilder lassen einen derartigen Vergleich berechtigt erscheinen (z. B. Tafeln 2/3, 7; 15/1; 18/5). Besonders deutlich tritt das plastische Verhalten der Braunkohle bei den statischen Flözaufpressungen in Erscheinung, die aus dem Geiseltal von H. WEIGELT (1928) und dem Tagebau Profen von O. WAGENBRETH (1955 — vgl. auch Tafel 21/1, 2, 4) beschrieben, aber auch in anderen Gebieten beobachtet wurden (Tafeln 2/1; 19/3; 21/6, 7).

Mit dem hohen Plastizitätsgrad der Kohle stimmt überein, daß selbständige, nicht aus Biegeformen hervorgegangene Bruchdeformationen innerhalb der Braunkohlenflöze nur selten auftreten. Dafür ist einmal die große Zugfestigkeit der Braunkohle (u. a. O. ROETHE 1932, W. FRIES 1933) und zum anderen ihre ebenfalls hohe Druckfestigkeit verantwortlich. In neuerer Zeit von L. NEUBER (1953) an mitteldeutschen Braunkohlen durchgeführte Untersuchungen über deren gebirgsmechanisches Verhalten zeigten u. a. folgendes:

- a) die erdigen Weichbraunkohlen (z. B. Kohlen des Zeitzer und Meuselwitzer Gebietes) weisen bei hohem Wassergehalt und geringer innerer Reibung eine starke Zusammendrückbarkeit und relativ geringe Druckfestigkeiten

auf: bei freier Pressung $< 10 \text{ kg/cm}^2$, bei Pressung unter 70%iger Einspannung 24 bis rund 40 kg/cm^2 ; bis zur Grenze der Druckfestigkeit plastisches Verhalten der Kohlen;

- b) die festen plastischen Weichbraunkohlen (Lausitzer Revier, z. B. Tagebaue Skado, Spreetal, Weißwasser) weichen unter Druck ebenfalls plastisch aus, die Druckfestigkeit liegt bei freier Pressung parallel zur Schichtung etwa zwischen 30 und 48 kg/cm^2 und bei Einspannung über 60 kg/cm^2 ;
- c) die festen, spröden Weichbraunkohlen (z. B. Egel, Calbe, Gölzau) zeigen ein weitgehend elastisches Verhalten (auch bei wiederholter Belastung ging die Verformung praktisch auf Null zurück) und eine Druckfestigkeit parallel zur Schichtung von rund 40 bis 60 kg/cm^2 (frei) bzw. 70 bis 88 kg/cm^2 (eingespannt).

Die Untersuchungen haben somit ergeben, daß der größte Teil der mitteldeutschen Braunkohlen eine recht hohe Druckfestigkeit aufweist. Allerdings ist es nicht zulässig, die ermittelten Werte schematisch auf die Reaktion der Kohle gegenüber der früheren glazigen Beanspruchung anzuwenden, da die Kohle durch die pleistozänen Inlandeismassen mehrfach und z. T. sicher recht erheblich belastet worden ist und durch diese Vorbelastung ihre mechanischen Eigenschaften und auch mehr oder weniger stark ihr Gefüge verändert wurden. Ferner gelten selbstverständlich auch hier die schon auf S. 89/90 angeführten grundsätzlichen Einwendungen zu der Anwendung derartiger Meßergebnisse auf das Verhalten der Kohle im natürlichen Verband. Trotzdem stimmt das für die oben genannten Kohlen ermittelte mechanische Verhalten recht gut mit dem Charakter der glazigen Lagerungsstörungen in den entsprechenden Gebieten überein.

Zu a) Im Zeitzer Revier wurden mehrfach intensive Verfaltungen der Kohle (z. B. im Tagebau Profen, Tafel 21/3, und im Tagebau Streckau, nach R. POTONIE 1908, Fig. 1 und 2) sowie Flözaufpressungen (Tagebaue Profen und Wähltitz II) beobachtet, die nach der Lage des Gebietes und — im Falle der Aufpressungen — auch auf Grund bodenmechanischer Überlegungen offensichtlich vor oder unter nur relativ geringmächtigen Eismassen entstanden sind.

Zu b) Nach den u. a. in den Tagebauen Spreetal und (ehem.) Erika beobachteten Deformationen muß für die hiesige Kohle eine hohe Plastizität angenommen werden. Das gleiche gilt für die bekanntlich äußerst kräftigen Verfaltungen im Muskauer Faltenbogen. Das gelegentliche Auftreten von Abscherungen und Flözaufschiebungen steht dazu nicht im Widerspruch, denn die oben genannten hohen Druckfestigkeiten beziehen sich auf einfache Pressungen und nicht auf Schubbeanspruchungen, und außerdem stehen diese Flözaufschuppungen stets mit Abscherungen innerhalb der Liegendletten in einem ursächlichen Zusammenhang. Außerdem könnte man das Nebeneinander von plastischen Deformationen und Aufschiebungen auch, in Übereinstimmung mit H. WEIGELT (1928) und O. WAGENBRETH (1955), durch unterschiedliche Beanspruchungsgeschwindigkeiten er-

klären. Man ist somit nicht unbedingt gezwungen, für das Zustandekommen derartiger Flözaufschiebungen Druckbeanspruchungen von über 60 kg/cm^2 anzunehmen.

Zu c) Das Fehlen von glazigenen Flözdeformationen in den Gebieten von Unseburg, Egel, Calbe und Gölzau könnte vielleicht teilweise auf das elastische Verhalten der Kohlen dieses Raumes sowie ihre große Druckfestigkeit zurückgeführt werden.

Insgesamt ist festzustellen, daß die Braunkohle überwiegend aktive glazigene Deformationen aufweist. Passive Störungen treten nur im Falle von aktiven Einpressungen hangender oder liegender Sedimente in das Flöz auf (Tafel 6/5). Dazu würden auch die von K. KEILHACK (u. a. 1920/21) mehrfach beschriebenen, vom Verf. leider nicht beobachteten Einspießungen schutthaltiger „Eisungen“ gehören. Als passive Flözdeformation sind auch die allerdings nicht glazigenen, sondern durch Auslaugungs- und Sackungsvorgänge im tieferen Untergrund verursachten Abschiebungen im Unterflöz des Tagebaues Profen (Tafel 21/5) anzusprechen.

Im Zusammenhang mit dem mechanischen Verhalten der Braunkohlen ist abschließend noch kurz auf die Deformierung der vor allem im miozänen 2. Lausitzer Flöz verbreiteten vorkommenden Xylite einzugehen. Obwohl man annehmen könnte, daß durch eine Xylitanreicherung die Plastizität der Kohle vermindert wird, zeigten auch die xylitreichen Flöze von Berzdorf a. d. Eigen und Olbersdorf bei Zittau recht intensive plastische Deformationen. Während das nur teilweise xylitreiche Flöz von Berzdorf a. d. Eigen zu hohen, weitspannigen, z. T. den Charakter von Aufpressungen (Plastizität!) annehmenden Falten aufgestaucht wurde (Tafeln 1/1–4, 3/1), ist die ausgesprochen xylitische Kohle von Olbersdorf recht intensiv gefältelt. Dabei konnte wiederholt festgestellt werden, daß sich nicht nur kleinere Xylitbruchstücke, sondern auch größere Stämme bzw. Stammteile dem Faltenwurf – letztere allerdings stets unter mehrfacher Zerschering – anschmiegen. So konnten u. a. im Tagebau Berzdorf ein 7,6 m langes, durch mehrfache Zerschering S-förmig deformiertes Stammstück (Tafel 4/3), in einer Tongrube südlich Elsterwerda und im Tagebau Plessa kürzere, offenbar erst stark verbogene und dann zerscherte Stammbruchstücke (Tafeln 4/5, 17/3) beobachtet werden. Vielfach traten auch Verschiebungen der Einzelstücke an den Bruchflächen entsprechend dem örtlichen Beanspruchungsplan auf (Tafeln 4/5, 9/7). Somit ergibt sich, daß die Xylite bis zu einem gewissen Grade durch Schubbeanspruchungen verbogen werden können und dann zerbrechen, in ihrer Gesamtheit jedoch offenbar nicht oder nur unwesentlich das plastische Verhalten der Kohle beeinflussen.

3.45 Abhängigkeit der glazigenen Untergrund- beeinflussung von der vorhandenen Schichtenfolge

Der von den pleistozänen Inlandeismassen beanspruchte Untergrund Nord- und Mitteldeutschlands wird praktisch nirgends aus einem einheitlichen, me-

chanisch gleichartig reagierenden Material aufgebaut. Es handelt sich vielmehr stets um Folgen von wechselnd tonigen und sandig-kiesigen Schichten, deren Mächtigkeit und Aufeinanderfolge starken Schwankungen unterliegt und in die verbreitet die mehr oder weniger mächtigen Braunkohlenflöze eingelagert sind. Bei der glazigen Beanspruchung einer derartigen Schichtenfolge wird jede einzelne Schicht entsprechend ihrem petrographischen Charakter, ihrer Mächtigkeit und ihrer Konsistenz (Lagerungsdichte, Wassergehalt) reagieren. Dabei kommt es meist nicht nur auf die absoluten Eigenschaften der Einzelschichten, sondern auch auf die Reaktionsunterschiede (Materialdifferenzen oder relative Plastizität; K. v. BÜLOW 1955) der Schichten an. Es können daher in einer gleichartig und gleichzeitig beanspruchten Schichtenfolge Bruch- und plastische Verformungen nebeneinander vorkommen (K. v. BÜLOW 1955, A. LUDWIG 1955, R. KÖSTER 1958c), und es kann z. B. ein trockener (oder gefrorener?), steifer Geschiebemergel durch Bruch bzw. Abscherungen, dagegen ein wasserhaltiger Feinsand durch Faltung deformiert worden sein.

Der petrographische Charakter und die Konsistenzunterschiede der einzelnen Ablagerungen einer Schichtenfolge sind zunächst nur für die Entstehung von Deformationen innerhalb dieses Schichtenverbandes, d. h. im wesentlichen der glazigen Kleinformen, von Bedeutung. In Hinblick auf die Bildung der Großstörungen ist demgegenüber aus den Störungsbildern oftmals eine recht einheitliche Reaktion der beanspruchten Schichtenverbände abzuleiten. Bei den Großschuppen ist stets das Vorhandensein eines Horizontes aus einem Material geringer Scherfestigkeit bzw. mit kleinem Winkel der inneren Reibung erforderlich, und vielfach sind die an diesem Horizont abgescherten Schichtpakete in sich starr und ohne weitere Deformation aufgeschuppt worden. Die Entstehung der Großfalten setzt demgegenüber voraus, daß ein größerer Schichtenverband einheitlich plastisch reagierte, wobei allerdings die Einzelschichten entsprechend ihrer relativen Plastizität verschieden stark (disharmonische Faltung; z. B. Tafel 15/1, 4) und auch bis zu einem gewissen Grade passiv verfaltet werden konnten. Es ist also nicht nur die Konsistenz der Einzelschichten, sondern auch die Konsistenz- und Reaktionsverhältnisse der gesamten deformierten Schichtenfolge von Bedeutung, denn sonst wäre es nicht möglich, daß in manchen Gebieten nur in sich starr verschuppte (vgl. z. B. G. KELLER 1954, Abb. 3) Schichtpakete, in anderen nur plastische Verformungen auftreten. Wenn in den letztgenannten Gebieten ein in günstiger Tiefe liegender Abscherungshorizont vorhanden und die Schubbeanspruchung des Untergrundes entsprechend intensiv war, konnten sich aus den Großfalten zunächst Faltenüberschiebungen und unter Verdrückung der Liegendschenkel schließlich ebenfalls Großschuppen entwickeln (z. B. Muskauer Faltenbogen). Andererseits konnten aber, wie erwähnt, Großschuppen auch direkt durch Abscherung und Aufschiebung größerer Schichtpakete entstehen.

Auf die Bedeutung von Tonschichten in einer glazigen beanspruchten Schichtenfolge ist schon von zahlreichen Autoren hingewiesen worden. Durch ihren geringen Winkel der inneren Reibung neigen die Tone bei Schubbeanspruchung

besonders stark zu Abscherungsvorgängen. Leider hat man nur selten Gelegenheit, größere Aufschiebungsflächen bis zu dem in der Tiefe liegenden Abscherungshorizont zu verfolgen. Das gilt vor allem für die sonst so gut zu untersuchenden Braunkohlengebiete, in denen die Aufschlüsse und Bohrungen höchstens bis in das unmittelbar Liegende des Flözes und nicht bis zu dem in größerer Tiefe zu vermutenden Abscherungshorizont reichen. So sind auch aus den großen Störungsgebieten, wie dem Muskauer Faltenbogen, dem Gebiet von Finkenheerd—Frankfurt/Oder, dem westpolnischen Raum usw., leider keine genaueren Angaben über die zur Klärung des Abscherungsvorganges wesentlichen Lagerungsverhältnisse innerhalb der Abscherungshorizonte zu machen. G. KELLER (1954) gibt an, daß dort, wo eine Zurückverfolgung der Schubbahnen in die Tiefe möglich ist, diese unter einem sehr spitzen Winkel in Tonen enden und dieser Ausgangswinkel als der Winkel der inneren Reibung angesehen werden kann. Dabei spielt oftmals auch die Schichtung des Materials eine Rolle, indem die Abscherungsbahn in einer Schichtfläche endet (Tafel 28/1, 3). Wenn nun in einer Tonschicht an einer Stelle eine Abscherung erfolgt und die Schubbeanspruchung stark genug ist, setzt sich der Abscherungsvorgang auch in den über dem Ton liegenden Schichten fort. Der Verlauf der Schubbahn wird einmal durch den Winkel der inneren Reibung dieser Schichten und zum anderen durch ihr Bestreben bestimmt, die Oberfläche der gesamten beanspruchten Schichtenfolge auf dem kürzesten Wege zu erreichen. Da der kleinste Winkel der inneren Reibung der Ausgangswinkel ist, wird sich die Schubfläche beim Übergang vom Abscherungshorizont in die darüber lagernde, einen größeren Reibungswinkel aufweisende Schicht aufrichten müssen, und dieses Steilerwerden setzt sich wegen der genannten Tendenz und der mit der Entfernung vom Abscherungshorizont nach oben zunehmenden Zugspannungen bis zur Oberfläche fort. Auf diese Weise entsteht der häufig festzustellende schaufelförmig gekrümmte Verlauf der Schubflächen (listrische Flächen). Es herrschen hier also grundsätzlich die gleichen Verhältnisse und Gesetzmäßigkeiten wie bei den Deformationen fester Gesteine.

Bei den Großstörungen Nord- und Mitteldeutschlands wird der Abscherungshorizont nahezu ausschließlich von tertiären Tonen, und zwar vor allem vom mitteloligozänen Septarienton gebildet. Aber auch die miozänen Kohlenletten und eozäne Tone waren Ausgangsschichten für größere Abscherungen. Bei der Untersuchung der saaleeiszeitlichen Stauchendmoräne von Itterbeck—Ülsen (Grafschaft Bentheim) konnten W. RICHTER usw. (1950) zeigen, daß Aufschuppungen (Großschuppen) nur dort anzutreffen sind, wo im Untergrund tertiäre Tone vorkommen. Fehlen diese, sind auch keine größeren Störungen vorhanden. Selbstverständlich spielt auch die Tiefenlage der Tone und die lokale Tiefenreichweite der Schubbeanspruchung sowie die Konsistenz (vgl. auch 3.46) des Tones eine Rolle. Möglicherweise wird der Störungsvorgang auch von der Mächtigkeit der Tonschicht beeinflußt. Aus der Bodenmechanik ist bekannt, daß einseitig belastete mächtige Tone in den lastfreien Raum aufgewölbt werden, dünne Tonschichten dagegen mit „Grundbruch“ reagieren (Bedeutung des gering mäch-

tigen Lausitzer Liegendtones für Liegendpressungen; vgl. H. MATSCHAK 1952). Das Vorkommen von einem Grundbruch entsprechenden, durch schaufelförmig zunächst nach unten abfallende und dann erst flach ansteigende Gleitflächen charakterisierten Störungen innerhalb der glazigenen Deformationen erscheint zwar möglich, konnte jedoch bisher — soweit dem Verf. bekannt — noch nicht beobachtet werden.

Wenn Tone einerseits zu starken plastischen Deformationen, andererseits aber auch zu Abscherungen neigen, könnte man vermuten, daß zumindest Tonschichten größerer Mächtigkeit einen Großteil der Schubbeanspruchung aufnehmen und die liegenden Schichten vor stärkeren Schubwirkungen abschirmen. In Hinblick auf die glazigenen Flözdeformationen wäre eine derartige Dämpfung vor allem im östlichen Mitteleuropa (Westpolen) zu erwarten, da hier die Kohle vom Posener Flammenton überlagert wird (O. ROETHE 1932). Damit stimmt die Feststellung von F. BERGER (1937) überein, daß im Gebiet von Glogau (Glogów) die über dem Posener Flammenton liegende pleistozäne Schichtenfolge stark gestört, das oberste Braunkohlenflöz jedoch nur schwach gewellt ist. Im Gegensatz dazu wurden aber in der Mitte des Tertiärbeckens von Posen (Poznan), bei Wronke, außerordentlich starke Störungen der gesamten etwa 100 m mächtigen Schichtenfolge des oberen Miozäns, Pliozäns und Pleistozäns beobachtet (J. HESEMANN 1943, Abb. 3). Hier tritt der Fall auf, daß durch kräftige glazigene Schubbeanspruchungen (offenbar Rاندlage des Eises vor einem Hindernis) eine 60 bis 70 m mächtige Folge obermiozäner und pliozäner Tone mit den dazwischen liegenden drei oberen Braunkohlenflözen verfaltet (Groß- und Kleinfalten) sowie zerschert und verschuppt wurde, wobei sich die Schubflächen nach unten bis in die liegenden miozänen Sande und Kiese mit dem untersten Flöz fortsetzen, so daß die Abscherungsflächen (nach dem veröffentlichten Profil) in diesen Sanden bzw. Kiesen enden. An anderen Stellen, wie bei Filehne (Wielén) — Scharnikau (Czarnków) und Birnbaum (Miedzichód) wurden unter 30 bis 40 m mächtigem Posener Flammenton ebenfalls Flözstörungen festgestellt, und auch aus dem Gebiet der Höhen von Grünberg (Zielona Góra) berichtet W. FRIES (1933) in einer sehr beachtlichen Studie über das Vorkommen von intensiven glazigenen Deformationen eines in mächtige jungtertiäre Tone eingebetteten Flözes, wobei die Tiefenreichweite der Störungen hier mit mindestens 150 m anzugeben ist. Nach diesen Befunden ist es also nicht möglich, aus dem Vorhandensein eines über 30 bis 40 m mächtigen Tones im Deckgebirge auf eine ungestörte Flözlagerung zu schließen. Eine Dämpfung der Schubbeanspruchung des Untergrundes durch eine Tonschicht genügender Mächtigkeit ist allenfalls bei geringen glazigenen Schubkräften, jedoch keinesfalls im Bereich größerer Eisrandlagen und vor Hindernissen anzunehmen. Wenn im Liegenden der Kohle ebenfalls Tone vorhanden sind, wie es zumindest für die oberen Flöze der „Posener Braunkohlenformation“ zutrifft, ist die Entstehung von Flözdeformationen ausschließlich von der Intensität der Schubbeanspruchung abhängig.

Aus den Lagerungsverhältnissen von Wronke könnte man nach den Darstellungen von J. HESEMANN (1943) noch folgendes schließen: Zu Beginn der Schubbeanspruchung

hatte die gesamte Tonfolge einschließlich der drei oberen Flöze plastische Konsistenz und wurde gefaltet und gefältelt. Gleichzeitig wurde der Plastizitätsgrad der Schichtenfolge aber durch Wasserauspressung und Verdichtung vor allem der Tone vermindert (halbfeste Konsistenz), so daß es bei Zunahme der Untergrundbeanspruchung im Bereich der Randlage später nur noch zu Abscherungen kommen konnte. Die Steilheit der Schubflächen spricht für relativ große Reibungswinkel innerhalb der Tone, und diese steilen Flächen konnten sich bis zu einer gewissen Teufe auch in den liegenden Sanden, in denen der Reibungswinkel bekanntlich größer ist als in normalem, wasserhaltigem Ton und die dementsprechend auf flachere Scherflächen nicht reagiert hätten, fortsetzen. Allerdings kann es sich hierbei nur um eine Deutungsmöglichkeit handeln. Genauere Untersuchungen an Ort und Stelle könnten jedoch gerade in diesem interessanten Fall sicher zu klaren Aussagen führen.

Genausowenig wie ein vorwiegend toniges Deckgebirge, sagt eine sandig-kiesige Schichtenfolge im Hangenden der Braunkohle über deren Lagerungsverhältnisse aus. Während R. HUNGER (1939) in der Grube Leonhardt (Geiseltal) feststellte, daß Flözstörungen nur dort vorhanden waren, wo die hangenden eozänen Quarzkiese oder erstinterglazialen Unstrutkiese fehlten, treten Flözaufpressungen im Tagebau Profen gerade dort auf, wo die Kohle von mittelpleistozänen Elsterschottern überlagert wird (vgl. O. WAGENBRETH 1955). Es wurde bereits erwähnt (Abschnitt 3.42), daß eine gewisse Dämpfung der Schubbeeinflussung ausschließlich durch locker liegende klastische Lockersedimente erfolgen kann. Wenn man bedenkt, daß die Sande und Kiese teilweise mehrfach vom Eise überfahren (und damit verdichtet) wurden sowie ältere abgetragen und durch jüngere (interglaziale Sande oder Vorschüttsande) ersetzt werden konnten, so erkennt man, daß allein aus dem durch Bohrungen nachgewiesenen sandig-kiesigen Charakter des Deckgebirges keine Aussagen über die Lagerung des Flözes möglich sind. Schließlich ist dabei zu beachten, daß sowohl dynamische als auch statische Flözdeformationen vorhanden sein können. Während die letzteren nur von der Größe der Eislast bzw. von der Differenz zwischen dem statischen Druck des Deckgebirges und der von Deckgebirge plus Eis auf die Kohle ausgeübten Belastung sowie von dem Plastizitätsgrad der Kohle abhängig sind, werden die ersteren von der Schubkraft des Eises, dem Plastizitätsgrad der Kohle, ihrer Scherfestigkeit usw. bestimmt, so daß das Fehlen der Vorbedingungen für die eine Störungsform nicht das Vorkommen der anderen ausschließt.

In diesem Zusammenhang ist ferner darauf hinzuweisen, daß die Entstehung von glazigenen Flözdeformationen nicht nur von der Art der Schichtenfolge des Deckgebirges, ihrer Konsistenz und ihrem Reaktionsvermögen abhängig war, sondern auch von der Mächtigkeit der Deckschichten zur Zeit der glazigenen Beanspruchung. Je geringer die Deckgebirgsmächtigkeit war, desto eher konnte die Flözlagerung und vor allem auch das Gefüge der Kohle gestört werden. In größerer Teufe liegende Flöze konnten nur bei stärkster Schubbeanspruchung des Untergrundes, d. h. im Bereich von Eisrandlagen bzw. vor Hindernissen deformiert werden, während oberflächennahe Flöze erheblich leichter deformiert und auch aus dem Schichtverband herausgelöst und mehr oder weniger weit transportiert werden konnten (Flözscholle von Tröbitz). Aus diesem Grunde ist besonders an den Rändern von Kohlenbecken mit glazigenen Beeinflussungen

zu rechnen, ohne daß hier größere Eisrandlagen anzunehmen sind (z. B. Südfeld des Tagebaues Etzdorf bei Röblingen a. See). — Zur Beurteilung der Lagerungsverhältnisse des Flözes in einem noch unverritzten Braunkohlenfeld müßte man also u. a. auch die Deckgebirgsmächtigkeiten zur Zeit der verschiedenen pleistozänen Eisvorstöße kennen oder abschätzen können. Das ist aber im mitteldeutschen Raum nur selten möglich, da dieser im Pliozän — mit Ausnahme des Beckens von Pożnan — vorwiegend Abtragungs-, im Pleistozän ebenfalls teils Abtragungs- und teilweise aber auch Sedimentationsgebiet war. Wir können im allgemeinen weder genauere Aussagen über die zu Beginn der Mindel-(Elster-) Vereisung vorliegende Schichtenfolge noch über die zeitlich wechselnden und örtlich sehr unterschiedlichen glazialen und interglazialen Abtragungs- und Sedimentationsverhältnisse machen. Das gilt für den nordwestsächsischen Raum genauso wie für das Bitterfelder Gebiet oder die Lausitz. Als Beispiel sei nur erwähnt, daß im Breslau—Magdeburger Urstromtal bei Elsterwerda—Lauchhammer die gesamte tertiäre Schichtenfolge bis einschließlich des Lausitzer Unterflözes (Lausitzer Flöz II) zerstört ist, während am Nordrand dieses Tales, allerdings nur in einigen „Inseln“, das im Mittel 70 bis 80 m über dem Unterflöz liegende Lausitzer Flöz I noch erhalten ist. Man wird allgemein feststellen müssen, daß sich in Mitteldeutschland (im norddeutschen Raum herrschten zumindest im Jungpleistozän andere Verhältnisse) während des Pleistozäns die Mächtigkeit des Deckgebirges über den tertiären Kohlenflözen immer mehr verringerte, d. h. die jüngeren Eisvorstöße für glazigene Flözdeformationen günstigere Verhältnisse antrafen als die älteren. Das gilt ganz besonders für die Riß-(Saale-) Vereisung, die in ein Gebiet vorstieß, das nach der elstereiszeitlichen Ausschürfung im folgenden „Großen Interglazial“ (Mindel-Riß-Interglazial) sicher einer weiteren intensiven Abtragung ausgesetzt war. — Es muß allerdings ausdrücklich betont werden, daß die Bedeutung der Mächtigkeit des Deckgebirges für die Genese der Flözstörungen auch nicht überschätzt werden darf. Zweifellos erschwerte eine mächtige Schichtenfolge und begünstigte ein wenig mächtiges Deckgebirge die Deformation des Flözes, ob jedoch der Störungsvorgang ausgelöst wurde, hing wesentlich von den übrigen Faktoren, wie Konsistenz der Schichten, Stärke der Schubwirkungen usw., ab.

3.46 Zum Vorhandensein und Einfluß einer Bodengefornis (Dauerfrost- und Auftauboden)

Die gesamte Frage des bodenmechanischen Verhaltens einer glazigen beanspruchten Schichtenfolge wird kompliziert durch das mögliche Vorhandensein einer mehr oder weniger tiefreichenden Bodengefornis.

Während F. FRECH (1901) noch eine Entstehung der glazigenen Störungen des Odergebietes im ungefrorenen Zustande mit anschließendem Durchfrieren des Untergrundes unter dem Eis annahm und auch P. RUSSWURM (1909) eine Gefornis ablehnte, da diese „die Schichten verhärtet hätte“, forderten u. a. K. KEILHACK (1920b, 1920/1921) und B. DAMMER (1927) das Vorhandensein einer gefrorenen Schichtenfolge zur Zeit ihrer glazigen Beanspruchung. K. GRIPP (1929) berichtete im Zusammenhang mit der

Stauchmoräne des Penckgletschers (Spitzbergen), daß das Vorland gestaucht wurde „trotzdem die Ablagerungen gefroren waren“, und O. ROETHE (1932) hielt in seiner Studie über die glazigenen Lagerungsstörungen die Existenz eines Frostbodens für möglich, aber zur Entstehung der Deformation nicht unbedingt erforderlich. Auch in neuerer Zeit wird diese Frage noch unterschiedlich beurteilt. Während z. B. A. ZÖLLER (1941), W. RICHTER usw. (1951) und G. KELLER (1954) mit einer 100 bis 150 m mächtigen Bodengefrornis rechnen und den Abscherungshorizont von Großschuppen unmittelbar unter die Untergrenze der Gefrornis legen (d. h. Abscherung der gefrorenen Schichtenfolge über dem ungefrorenen Untergrund), leiten H. KLUSEMANN und R. TEICHMÜLLER (1956) aus den Störungsformen der rißeiszeitlichen Vorschüttsande im Raum von Essen eine Deformation in ungefrorenem Zustande ab, und auch R. F. FLINT (1947) glaubt auf Grund von Beobachtungen in Nordamerika, daß ein Auspressen toniger Ablagerungen unter der Last des Eises nur bei einem ungefrorenen Untergrund möglich gewesen wäre. — Andererseits ist aus dem Vorhandensein größerer, vom Eis transportierter „allochthoner“ Gesteinsschollen stets eine Gefrornis des Untergrundes abgeleitet worden (z. B. G. PETERSEN 1924, E. BECKSMANN 1931, K. LEMCKE 1937, R. HUNGER 1953).

In Hinblick auf die Frage der Existenz eines glazialzeitlichen Dauerfrostbodens ist zunächst festzustellen, daß nach den zahlreichen, sorgfältigen klimamorphologischen Untersuchungen der letzten Jahre (J. BÜDEL, A. DÜCKER, J. HÖVERMANN, H. LEMBKE, H. POSER u. a.) im wärm-(weichsel-)periglazialen Raum Mitteleuropas mit Sicherheit ein mindestens mehrere 10 m mächtiger Frostboden vorhanden gewesen ist. Daraus ergibt sich zwangsläufig, daß auch während der Mindel-(Elster-) und Riß-(Saale-)Eiszeit das periglaziale Gebiet zwischen dem nordischen Inlandeis und dem Alpeneis mehr oder weniger tiefgründig gefroren gewesen sein muß. Man könnte nun annehmen, wie es früher mehrfach geschehen ist, daß diese Bodengefrornis sich erst als Sekundäreffekt auf Grund der Kälte Wirkung der Eismassen auf die Umgebung einstellte; aber es bestehen heute keine Zweifel mehr darüber, daß zwischen dem Ablauf der klimatischen Entwicklung während einer Vereisungsperiode und der Eisausbreitung eine Phasendifferenz im Sinne eines Nachhinkens der maximalen Eisdehnung hinter dem Kältemaximum vorhanden und das Eiszeitklima im wesentlichen vom Eise unabhängig war. Das vordringende Eis fand also bereits einen Frostboden vor und hat ihn nicht erst geschaffen (J. BÜDEL 1951, S. 23). Weiterhin zeigt das spärliche Auftreten von Frostbodenerscheinungen im Bereich der wärmglazialen Jungmoränen (im Gegensatz zu den Altmoränen!), daß bereits nach Überschreitung des Eishöchststandes der Frostboden allmählich zu schwinden begann (J. BÜDEL 1949, S. 137). Überträgt man diesen Befund z. B. auf die riß-(saale-)eiszeitlichen Verhältnisse, so würde sich ergeben, daß die dem Hauptvorstoß folgenden Eisvorstöße wahrscheinlich einschließlich der Warthephase vielleicht nur noch einen Frostboden geringerer Mächtigkeit angetroffen haben.

Es sei erwähnt, daß diese Betrachtungen ausschließlich für den mitteleuropäischen Raum gültig sind. In Nordamerika können auf Grund der anderen klimatischen und orographischen Situation durchaus andere Verhältnisse geherrscht haben. So ergaben z. B. pollenanalytische Untersuchungen, daß vor dem Wisconsin-(=Wärm-)Eis in Nordamerika nur ein sehr schmaler Tundrenstreifen vorhanden war, d. h. der periglaziale Raum hier eine erheblich geringere Ausdehnung hatte als in Mitteleuropa.

Die Mächtigkeit des glazialzeitlichen Dauerfrostbodens in Mitteleuropa kann nur abgeschätzt werden. Für die Würmeiszeit geben J. BÜDEL, H. POSER u. a.

eine Tiefe von mehreren 10 m an, und auch P. WOLDSTEDT (persönliche Mitteilung, Herbst 1956) rechnet mit maximalen Frostbodentiefen von über 50 m. — Man ist leicht geneigt, die Tiefe der eiszeitlichen Bodengefrorenis in Mitteleuropa mit der Mächtigkeit des sibirischen „merslotá“ der Gegenwart zu vergleichen und auch für unseren Raum Frostbodentiefen von einigen 100 m anzunehmen (gegenwärtig in Nordostsibirien bis über 600 m, in Alaska bis 400 m, auf Spitzbergen bis 270 m nachgewiesen). Ein derartiger Vergleich mit Nordostsibirien ist aber wegen der besonderen klimatischen Situation dieses Gebietes (Kältepol infolge extremster Kontinentalität des Klimas) nicht zulässig. Es erscheint durchaus möglich, daß hier der Dauerfrostboden ununterbrochen seit Beginn der pleistozänen Kältephasen vorhanden und seine große Mächtigkeit als eine Art Summationseffekt aufzufassen ist. Demgegenüber bestehen keine Zweifel, daß in Mitteleuropa der Dauerfrostboden mindestens während der Interglazialzeiten, vielleicht sogar auch in den größeren Interstadialphasen (z. B. Präwarthe-Interstadial?) völlig verschwunden war.

Während die rezenten zirkumpolaren Dauerfrostgebiete mit den glazialzeitlichen Mitteleuropas hinsichtlich der absoluten Frostbodenmächtigkeit nicht verglichen werden können, erscheint ein Vergleich der relativen Mächtigkeitschwankungen sowohl des Dauerfrost- als auch des sommerlichen Auftaubodens in Abhängigkeit von Geländere relief, Bodenbedeckung und Grundwasserverhältnissen durchaus möglich.

Die sommerliche Auftautiefe in Sibirien südlich des Polarkreises wird im Mittel mit 6 bis 7 m, maximal 18 bis 40 m, auf Spitzbergen dagegen zu höchstens 1 bis 2 m angegeben. In Geländesenken ist die Auftautiefe i. a. geringer als im Bereich von Hügeln. Auch unter Torfen ist die Auftautiefe nur gering. In Niederungen mit Grundwasserströmen wird die Oberfläche des Dauerfrostbodens in größere Tiefe verlegt, und Gebiete mit gespanntem Grundwasser sind überhaupt ungefroren.

Man wird diese Gesetzmäßigkeiten sicher auch auf die eiszeitliche „perenne Tjäle“ Mitteldeutschlands anwenden können und muß dann dementsprechend lokal recht unterschiedliche Mächtigkeiten des Auftau- und Frostbodens annehmen.

In diesem Zusammenhang ist nochmals auf die Erörterungen von M. BOYÉ (1950), B. BROCKAMP (1951, 1952) und W. WERENSKIOLD (1953) über die Hebung der unteren Frostbodengrenze unter einem Inlandeis einzugehen. Im Abschnitt 3.34 (S. 76 ff.) war bereits erwähnt worden, daß dieser Prozeß nicht schon unmittelbar unter dem vorrückenden Eisrand erfolgen konnte, d. h. für diesen Vorstoß bedeutungslos ist. Aber für die späteren Verhältnisse könnte er Bedeutung erlangen, da er die allgemeine klimatische Entwicklung mehr oder weniger unterstützen mußte, z. B.

1. Phase: Der Hauptvorstoß einer Vereisung dringt weit über ein mehr oder weniger tiefgründig gefrorenes Gebiet vor.
2. Phase: Während der längeren Zeit einer Bedeckung des Gebietes durch das Inlandeis muß sich die 0° -Isotherme anheben, d. h. die Mächtigkeit der Bodengefrorenis abnehmen.

3. Phase: In der folgenden Interstadialzeit setzt sich dieser Prozeß unter dem allmählich abschmelzenden Toteis fort und wird durch die klimatischen Verhältnisse (Tieferlegung der Obergrenze der Dauergefrorenis und zunehmende Mächtigkeit des Auftaubodens) unterstützt, so daß
4. Phase: bei einem erneuten Eisvorstoß die Frostbodenmächtigkeit zumindest geringer als während der 1. Phase ist.

Nach diesen allgemein-geologischen Betrachtungen gilt es zu untersuchen, welche Geländebefunde für die Existenz einer mehrfachen, den einzelnen Vereisungen entsprechenden Bodengefrorenis vorliegen. Es ist im Rahmen des vorliegenden Themas unmöglich, auch nur einen Überblick der Vielzahl von Beobachtungen und Arbeiten über die Erscheinungen des pleistozän-glazialen Dauerfrostbodens zu geben. Als Beweis dafür, daß die bisher festgestellten Frostbodenstrukturen nicht nur würmglazialen Alters sind, sei nur auf folgende drei Beobachtungen hingewiesen:

- a) Auftreten von Frostkeilen in einem altrißeiszeitlichen Löß, der von einem fossilen (interstadialzeitlichen) Boden — welcher auch die Frostspalten ausfüllt — und von zwei weiteren rißglazialen sowie drei würmglazialen Lössen (jeweils durch entsprechende fossile Böden oder Verlehmungszonen getrennt) überlagert wird, in dem klassischen Lößaufschluß von Sedlec bei Prag (vgl. F. PROŠEK und V. LOŽEK 1957);
- b) Vorkommen von eckigen „Tongeröllen“ in Günzeiszeitlichen Ablagerungen im Deckgebirge des Tagebaues Altenburg 2 bei Borken in Hessen (vgl. G. VIETE 1957b, Abb. 4);
- c) Vorkommen von eckigen Schollen eines tonigen Sandes in elster- (oder saale-?) eiszeitlichen glazigenen Flözdeformationen im Südfeld des Tagebaues Etzdorf bei Röblingen a. See (Tafel 23/2).

Innerhalb von glazigen gestörten Schichtenfolgen ist es im allgemeinen nur schwer möglich, eine einstmalige Gefrorenis nachzuweisen, da eventuell vorhandene congeliturbate o. ä. Strukturen durch die Schubbeeinflussung sicher zerstört oder weiter deformiert wurden. Eindeutige Anzeichen für eine Gefrorenis des gestörten Schichtenverbandes während der Deformation dürften aber — außer in den oben unter c) genannten Verhältnissen — stets dann vorliegen, wenn deformierte Sande noch typische Merkmale ihrer ursprünglichen Schichtung aufweisen, wie es in den Tagebauen Golpa IV (Tafel 20/5, 6) und Plessa (Tafel 14/4; 17/2) zu beobachten war. Auch die Aufschiebungen von in sich offenbar starren Schichtpaketen in der Endmoräne des Rehburger Stadiums bei Itterbeck (W. RICHTER usw. 1951) deuten auf eine Deformation im gefrorenen Zustande. Andererseits spricht die Lagerung der Sande und Kiese in den Flözstörungen des Südfeldes vom Kohlenfeld Niemtsch des BKW Franz Mehring südlich Senftenberg eindeutig gegen eine Gefrorenis (Tafel 10/8; 11/5; vgl. auch H. GEIGER 1958, Bild 15). — Man wird also zumindest mit der Möglichkeit rechnen müssen, daß die pleistozänen und tertiären Schichtenfolgen Mitteldeutschlands zur Zeit ihrer glazigen Beanspruchung mehr oder weniger tiefreichend gefroren waren.

Es ergibt sich damit nun die Frage nach dem bodenmechanischen Verhalten von Sanden, Kiesen, Tonen sowie der Braunkohle in gefrorenem Zustande. Leider liegen darüber nur relativ wenige Ergebnisse von Druckfestigkeitsuntersuchungen vor, die nahezu ausschließlich in Hinblick auf die Bruchfestigkeit derartiger Ablagerungen beim Abteufen von Schächten nach dem Gefrierverfahren durchgeführt worden sind.⁴⁸ Versuche zur Ermittlung der Scherfestigkeit gefrorener Sande, Tone usw. sind dem Verfasser bisher nicht bekannt geworden.

Bei T o n e n ergab sich, daß mit abnehmender Temperatur und zunehmendem Wassergehalt eine Erhöhung der Druckfestigkeit (DF) eintritt. Je größer der Wassergehalt und je niedriger die Temperatur ist, desto mehr Eis bildet sich, welches die Teilchen des Sedimentes verkittet und so dessen Festigkeit erhöht. Dabei ist zu berücksichtigen, daß in bindigen Lockerablagerungen wegen der in den Kapillaren wirkenden Grenzflächenkräfte der Gefrierpunkt des Wassers erniedrigt wird. Nach den Angaben in der ingenieurgeologischen Literatur gefriert das in fetten Tonen enthaltene Wasser erst bei -3° bis -5° C.⁴⁹ Druckversuche an gefrorenem fettem Luckenauer Ton und sandigem Lieskauer Ton ergaben bei Überschreitung der Druckfestigkeit bis zu Temperaturen von -15° C (DF = 46 bzw. 43 kg/cm²) Bruchverformung, dagegen bei Temperaturen von -20° C und weniger (DF = 58 bzw. 47 kg/cm²) plastische Deformation. — Leider liegen keine genauen Angaben über das Formänderungsverhalten gefrorener Tone vor Erreichung der Grenze der DF vor. Es ist jedoch zu vermuten, daß hier plastische Verformung eintritt. — Die Scherfestigkeit gefrorener Tone müßte wegen der Erhöhung der inneren Reibung durch das Gefrieren des Porenwassers größer sein als die ungefrorener Tone, und dementsprechend müßte auch der Abscherungswinkel größer sein.

Auch bei S a n d e n und K i e s e n ist eine Zunahme der Druckfestigkeit mit abnehmender Temperatur (unter 0° C) und zunehmendem Wassergehalt festzustellen. Das gleiche gilt auch für die Zugfestigkeiten (ZF). ZAERINGER (Organ d. Bohrtechniker 1910, S. 247) gibt für einen scharfen Sand bei -10° C und 1/2 Wassersättigung eine ZF von 7 kg/cm² und eine DF von 52 kg/cm², bei -10° C und 3/4 Wassersättigung ZF = 15 kg/cm² und DF = 77 kg/cm² an. Grundsätzlich zeigte sich, daß gefrorene Sande erheblich druckfester als gefrorene Tone sind und ihre DF außerdem mit der Korngröße (Kiesanteil) anwächst. Weiterhin ergab sich, daß Sande und Kiese im gefrorenen Zustande bei Überschreitung der Grenze der DF stets durch Bruch deformiert werden. A. JONAS (Glückauf 77, 1941, S. 368) erwähnt, daß gefrorener Schwimmsand unter Druck plastisch wird und diese Plastizität von der Dauer der Druckbeanspruchung abhängig ist. Leider sind dabei keine Angaben über die Korngrößenverteilung dieses „Schwimmsandes“ gemacht worden. Man kann nur vermuten,

⁴⁸ Der Verf. ist Herrn G. OTTO für die freundliche Mitteilung einiger Ergebnisse seiner in den Jahren 1954/1955 durchgeführten Versuche zu Dank verpflichtet.

⁴⁹ Nach R. F. BLACK (1954) herrscht im Dauerfrostboden zwischen 10 und 50 m Tiefe in Alaska eine Temperatur von -9° bis -10° C, in Nordsibirien von -12° C.

daß, wie allgemein üblich, mit „Schwimmsand“ ein sehr gleichkörnig-feinkörniger, wassergesättigter Sand (Korndurchmesser $< 0,2$ bis $0,002$ mm) gemeint ist. Es ist nicht sicher, ob man die Eigenschaften eines derartigen Sandes auf „Sande und Kiese“ verallgemeinern darf. Andererseits spricht das Vorkommen von kreuz- bzw. diagonalgeschichteten, gefalteten Sanden zweifellos für eine (allerdings sicher passive) Biegeverformung in gefrorenem Zustande. Aktive plastische Verformungen gefrorener Sande oder Kiese konnte der Verfasser bisher nirgends beobachten, und sie sind, selbst im Falle einer Wassersättigung der Ablagerungen, wegen des großen Reibungsbeiwertes derartiger Ablagerungen auch nicht zu erwarten. Die Art der glazigenen Deformation einer gefrorenen Sandschicht dürfte im wesentlichen von der gesamten Schichtenfolge und dem Wasser- (Eis-) Gehalt abhängig sein. Bei Wechsellagerung von Sanden mit (ebenfalls gefrorenen) leichter deformierbaren Sedimenten (z. B. Tone oder Letten) und sehr hohem Wassergehalt sind durchaus stärkere Biegeverformungen möglich, größere sandig-kiesige Schichtenfolgen mit relativ geringem Wassergehalt werden dagegen starr und nach Überschreitung der Grenze ihrer Druckfestigkeit durch Bruch reagieren. Dementsprechend werden mächtigere gefrorene Sand- und Kiesschichten (z. B. im Bereich fluviatiler Erosionsrinnen) gegenüber der Druck- und Schubbeanspruchung des Inlandeises sehr widerstandsfähig gewesen sein und möglicherweise auch des öfteren als „starre Blöcke“ (Hindernisse!) gewirkt haben.

Über das Verhalten von gefrorenem Geschiebemergel gegenüber einer Druck- und Schubbeanspruchung sind dem Verfasser keine genaueren Angaben bekannt geworden. Es ist anzunehmen, daß die Druck- und Scherfestigkeiten zwischen denjenigen von gefrorenen Tonen und Sanden liegen und sich je nach dem petrographischen Charakter des Geschiebemergels (sandig oder tonig) die Festigkeitswerte mehr zu der einen (tonig = leichter deformierbar) oder anderen Seite neigen werden.

Über das mechanische Verhalten gefrorener Braunkohle schreibt C. H. FRITZSCHE,⁵⁰ daß ihre Druckfestigkeit sehr gering wäre. Die Versuche von G. OTTO ergaben demgegenüber relativ hohe Festigkeitswerte, z. B.

Kohle vom Tagebau:	Skado	Spreetal	Etzdorf
ungefroren: DF (kg/cm ²) =	24	15	24
– 5° C : DF (kg/cm ²) =	42	52	42
– 10° C : DF (kg/cm ²) =	79	65	62
– 15° C : DF (kg/cm ²) =	90	95	82

Die Braunkohle zeigt also, wie Sande und Tone, in gefrorenem Zustande eine größere Druckfestigkeit als ungefroren und auch eine Festigkeitszunahme mit abnehmender Temperatur. Nach dem Wiederauftauen weist die Kohle etwa die gleiche DF auf wie vorher, jedoch ist ihre Zusammendrückbarkeit größer, z. B. bei der Kohle aus dem Tagebau Skado vor dem Gefrieren 1,6 mm und nach

⁵⁰ Lehrbuch der Bergbaukunde, 8. und 9. Aufl. d. Lehrbuches von HEISE-HERBST, Springer-Verlag, Berlin 1958; 2. Band, S. 129.

dem Auftauen 2,4 mm. Interessant ist die Feststellung, daß die ungefrorene Kohle vor Überschreitung der DF weitgehend plastisch, danach durch Bruch reagiert. Gefrorene Kohle dagegen wird bei Überschreitung der Grenze der DF plastisch deformiert. Obwohl keine direkten Angaben über das Verhalten vor Erreichung dieser Grenze vorliegen, ist anzunehmen, daß auch hier plastische Verformungen erfolgen, zu deren Auslösung jedoch zweifellos größere Belastungsdrucke als bei ungefrorener Kohle erforderlich sind. Über die Scherfestigkeiten der gefrorenen Braunkohle sind keine genaueren Werte bekannt, sie dürften jedoch, genau wie bei den Tonen, über denen ungefrorener Kohle liegen.

Diese Ergebnisse bringen einige Schwierigkeiten bei der Deutung bisher offenbar „eindeutiger“ Geländebefunde mit sich. So erscheint es jetzt z. B. durchaus möglich, daß die schon mehrfach genannte Flözscholle von Tröbitz in ungefrorenem Zustande abgeschert (geringerer Reibungswinkel, d. h. kleiner Abscherungswinkel!) und transportiert worden ist. Außerdem ist es nicht mehr erforderlich, mit B. DAMMER (1927) u. a. anzunehmen, daß die brekziöse Textur der glazigen beanspruchten Kohle auf eine Zerquetschung des gefrorenen Flözes deutet. Man könnte vielmehr aus dem Vorkommen von plastischen Flözdeformationen gemeinsam mit einer brekziösen Textur der Kohle (z. B. Tafel 21/3) folgern, daß die Kohle in diesem Falle ungefroren war, d. h. erst plastisch verformt und nach Überschreitung ihrer Druckfestigkeit zerbrochen wurde. Andererseits besteht natürlich bei den Braunkohlen Mitteldeutschlands stets die Möglichkeit, die Ursachen für die gemeinsam vorkommenden Bruch- und plastischen Deformationen in zwei zeitlich unterschiedlichen, verschieden starken Beanspruchungen oder in einem verschiedenen Zustand des Untergrundes (gefroren—ungefroren) zu suchen und sie damit verschiedenen Vereisungen zuzuordnen. — Der gesamte Fragenkomplex der glazigen Störungen wird auf diese Weise weiter kompliziert, ohne daß es zur Zeit möglich ist, eine endgültige Klärung zu erreichen. Es wäre wünschenswert, wenn das mechanische Verhalten der Braunkohle in gefrorenem und ungefrorenem Zustande recht bald einer genauen, allseitigen Untersuchung unterzogen werden würde.

Diese Forderung wird noch besonders dadurch unterstrichen, daß die in jüngster Zeit in Hinblick auf ihre technische Verwertung (Brikettierbarkeit, Verkokung usw.) durchgeführten Untersuchungen der Braunkohlen der Deutschen Demokratischen Republik ergeben haben, daß die Kohle durch die glazigene Beanspruchung Veränderungen erfahren hat, die sich nicht nur in ihren Lagerungsverhältnissen, Verunreinigungen und Texturänderungen, sondern auch in ihren technologischen Eigenschaften äußern. Es ist sehr wahrscheinlich, daß hierbei auch die Frage eine Rolle spielt, ob die Kohle bei der Beanspruchung gefroren war oder nicht, und auch die Gefrorenis allein könnte schon Veränderungen verursacht haben.

Überblickt man die Angaben über die Festigkeiten und das Formänderungsverhalten gefrorener Sande, Kiese, Tone und Braunkohlen, so ist festzustellen, daß gegenüber dem ungefrorenen Zustande sowohl die Druck- als auch die Scherfestigkeiten erhöht sind, die Erhöhung bei den einzelnen Ablagerungen vom Wassergehalt vor der Gefrorenis und der Tiefe der Temperatur abhängig ist und das Formänderungsverhalten teilweise von dem der ungefrorenen Sedimente verschieden ist. Hinsichtlich der glazigen Deformationen ergibt sich,

daß im Falle eines gefrorenen Untergrundes größere Druck- und Schubbeanspruchungen erforderlich waren, um Abscherungen, Auffaltungen usw. auszulösen, als es im ungefrorenen Zustande der Fall gewesen wäre.

Die beiden, die Festigkeit der gefrorenen Ablagerungen wesentlich beeinflussenden Faktoren, nämlich die Temperatur und der Wassergehalt, sind für das Pleistozän schwer zu rekonstruieren. Obwohl man bezüglich der Temperaturen gewisse Hinweise aus den Verhältnissen in den gegenwärtigen Dauerfrostgebieten ableiten und für die pleistozänen Vereisungszeiten im Frostboden zwischen 10 und 50 m Tiefe eine mittlere Temperatur von etwa -10° ansetzen kann, so bleiben das doch nur Annahmen, und vor allem sind keine sicheren Aussagen über die einstmalige Tiefenreichweite der Gefrornis sowie das Vorhandensein und die lokal recht unterschiedliche Mächtigkeit der sommerlichen Auftauzone möglich. Noch unklarer ist der frühere Wassergehalt der Ablagerungen, der u. a. wesentlich von der Art der Schichtenfolge abhängig ist. In den obersten Schichten des Untergrundes (sommerliche Auftauzone) dürfte zwar eine weitgehende Wassersättigung vorhanden gewesen sein, aber für die darunter liegende Zone der ständigen Gefrornis ist es kaum möglich, den Grad der Wassersättigung anzugeben. Wassergehalt, Lage des Grundwasserspiegels, Art der Schichtenfolge (Durchlässigkeit, Wasseraufnahmevermögen) usw. bestimmen außerdem maßgeblich die Art der Gefrornis: kompaktes oder schichtiges Bodeneis, Eislinen, Eisschichten, Eisspalten. Es ist nach den vorangegangenen Erörterungen über die Formänderungen der verschiedenen Sedimente im gefrorenen und ungefrorenen Zustande ohne weiteres verständlich, daß die Reaktion der Schichten des Untergrundes bei der glazigenen Druck- und Schubbeanspruchung im Falle des Vorhandenseins einer kompakten, mehrere Meter mächtigen Bodeneiszone eine andere gewesen sein muß als beim Vorliegen eines schichtigen Bodeneises oder einzelner Eisschichten. Welche Verhältnisse zur Zeit der elster- und saaleeiszeitlichen Eisvorstöße im mitteldeutschen Raum wirklich geherrscht haben, ist weder allgemein noch im Einzelfall zu rekonstruieren. Somit ergibt sich zwar theoretisch die Möglichkeit, das lokale Auftreten von Lagerungsstörungen durch das Nebeneinander gefrorener und nichtgefrorener Ablagerungen zu erklären; jedoch sind wir gegenwärtig nicht in der Lage, zu entscheiden, ob für die regionale Verbreitung der Stauchungen tatsächlich diese Unterschiede verantwortlich zu machen sind.

Die Unterschiede von Festigkeit und Formänderung der beteiligten Lockerablagerungen können nicht nur in Hinblick auf die Verhältnisse in der Horizontalen, sondern auch zur Beurteilung der Deformationsunterschiede in der Vertikalen eine Rolle spielen. Durch die Möglichkeit einer verschiedenartigen Gefrornis der jeweils vorliegenden, oftmals aus einer mehrfachen Wechsellagerung von tonigen und sandigen Sedimenten sowie der Braunkohle aufgebauten Schichtenfolge und das Vorhandensein eines Auftaubodens über einer Gefrorniszone mit einem darunter liegenden ungefrorenen Schichtverband sind alle Voraussetzungen für die Entstehung einer glazigenen „Stockwerktektonik“ im Sinne von S. V. BUBNOFF (1953, 1956), d. h. für eine unterschiedliche Reak-

tion der einzelnen Zonen oder Schichten bei gleichartiger Beanspruchung, gegeben. Allerdings ist nach den vorangegangenen Erörterungen nicht anzunehmen, daß dieses Übereinander verschiedener Reaktionsstockwerke so einfach zu deuten ist, wie es S. v. BUBNOFF (1956) in Anlehnung an die GRIPPSchen Beobachtungen aus den Randgebieten der Gletscher Spitzbergens versucht hat:

„Die laminare Verformung des oberen Stockwerkes kann sich im festgefrorenen Gletschereis vollzogen haben, während die Temperaturen unten höher, etwa bei 0° lagen, so daß dort, zumal bei der höheren Belastung, eine plastische Verformung möglich wurde“ (S. v. BUBNOFF 1956, S. 561).

Nach Ansicht des Verfassers ist schon der Vergleich der tiefreichenden glazigenen Schubbeeinflussung des Untergrundes Nord- und Mitteldeutschlands mit den Eisbewegungen an den Rändern der Gletscher Spitzbergens nicht zulässig, da im erstgenannten Gebiet der Untergrund in den meisten Fällen nicht direkt in den Bewegungsvorgang des Eises einbezogen worden ist. Weiterhin ist — im Falle einer Gefrornis des Eisvorlandes — nicht anzunehmen, daß durch die Belastung des vorrückenden Eisrandes die 0° -Grenze im Frostboden wesentlich gehoben wurde. Schließlich zeigt die plastische Verformung der Kohle (vor Erreichung der Grenze der DF) im gefrorenen und nichtgefrorenen Zustande, daß das Auftreten von plastischen Deformationen selbst bei tief liegenden Braunkohlenflözen keine Rückschlüsse auf die Temperaturverhältnisse zuläßt. — Trotzdem ist der Grundgedanke, daß die oftmals diskonforme glazigene Deformation einer Schichtenfolge (v. BUBNOFF — 1956 — bezeichnet diese Erscheinung als eine Art „Faziesfaltung“) durch das Übereinander von gefrorenen und ungefrorenen Sedimenten verursacht worden sein kann, sicher zutreffend.

In diesem Zusammenhang muß nochmals auf die von G. KELLER (1954) erläuterten Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Pleistozäns im Südteil der Dammer-Berge hingewiesen werden. Der flache Abscherungswinkel der Großschuppen in den liegenden mitteloligozänen Tonen spricht dafür, daß diese Tone z. Z. der Deformation ungefroren, die offenbar in sich starren, vorwiegend aus sandigen Ablagerungen bestehenden Schuppen dagegen gefroren waren. Auch in diesem Falle mußte der Winkel der Abscherungsbahn beim Übergang vom Ton in die hangende sandige Schichtenfolge steiler werden, und zwar bei Gefrornis dieser Schichten wegen des größeren Reibungswinkels in stärkerem Maße, als wenn die Schichtenfolge ungefroren war (vgl. S. 100).

Beim Vorhandensein genauerer Werte über die Größe des Abscherungswinkels (Winkel der inneren Reibung) in ungefrorenen und gefrorenen Lockerablagerungen (in letzterem Falle allerdings unter Berücksichtigung der Abhängigkeit von Temperatur und Wassergehalt!) müßte es gelegentlich möglich sein, aus den im Aufschluß beobachteten Winkeln Rückschlüsse auf die einstmalige Konsistenz der Sedimente abzuleiten. Allerdings wären dazu Scherversuche an entsprechenden Materialien im gefrorenen und nichtgefrorenen Zustande erforderlich.

Man wird also in jedem Falle damit rechnen müssen, daß das Auftreten von Abscherungen nicht nur vom Vorhandensein einer Schicht geeigneter petrographischer Beschaffenheit, sondern auch von der Konsistenz und dem Zustand (Gefrornis) der Schichten abhängig ist.

Es sei an dieser Stelle kurz auf die Vermutung von S. v. BUBNOFF (1956, S. 560) eingegangen, daß die Diskordanz zwischen den Geschiebemergeln M 1, M 2 sowie der Schreibkreide und dem Geschiebemergel M 3 auf Jasmund, Rügen (vgl. Tafel 26/4), nicht unbedingt zeitlich zu deuten ist, sondern auch einer materialbedingten Abscherungsfläche entsprechen kann. Nach Ansicht des Verfassers wird man dieser Vermutung kaum zustimmen können, da — soweit dem Verfasser die Situation und die Literatur bekannt ist — hier nirgendwo eine derartige Abscherungsfläche vorhanden ist und die außerordentlich starke Diskonformität des unteren, gestörten Schichtenverbandes zum hangenden M 3 keineswegs als eine durch Gefronisdifferenzen verursachte Stockwerktektonik gedeutet werden kann. Die Lagerungsverhältnisse auf dem Jasmund sind ein klassisches Beispiel für eine „überfahrene Stauchendmoräne“, und der M 3 stellt zweifellos die Grundmoräne des die Stauchungen verursachenden und diese anschließend überfahrenden Inlandeises dar (im Sinne von K. v. BÜLOW).

Als weiteres Beispiel für die Abhängigkeit der Deformationsart von dem Übereinander gefrorener und nicht-gefrorener Ablagerungen sei auf die Verhältnisse im Sonderfeld Süd des Braunkohlenwerkes „Franz Mehring“ bei Senftenberg-Niemtsch hingewiesen (Tafeln 10, 11; Beilage 16). Hier tritt innerhalb des Lauseitzer Unterflözes, etwa 5 bis 6 m unter seiner Oberfläche, eine deutliche Abscherungsfläche auf (Tafel 10/4, 5; 11/1, 2). Während oberhalb dieser Fläche das Flöz sehr stark gestört ist und zahlreiche, teils schaufelförmige, bis zur Kohlenoberfläche reichende, teils völlig unregelmäßige Einlagerungen vorwiegend pleistozäner Sande und Feinkiese aufweist (Tafel 10/3, 4, 8; 11/2–6), ist der untere Teil des Flözes mit Ausnahme von Texturänderungen der Kohle ungestört. Die Geländebefunde zeigen eindeutig, daß der Oberteil des Flözes durch Bruch (Zerrung!) deformiert wurde und die Hangendsande und -kiese in ungefrorenem Zustande in die Kohle eingedrungen, möglicherweise sogar eingeschwemmt worden sind (Tafel 11/5). Das Auftreten der Scherungszone innerhalb des Flözes ist nur durch eine Veränderung der mechanischen Eigenschaften bzw. des Formänderungsverhaltens der Kohle zu erklären. Es ist daher die Annahme naheliegend, daß die gesamte Schichtenfolge oberhalb der Scherungszone ungefroren, der darunterliegende Teil des Flözes jedoch gefroren war. Durch glazigene Beanspruchung wurde die Druck- bzw. Zugfestigkeit der Kohle überschritten, wodurch im ungefrorenen Teil des Flözes Bruchdeformationen mannigfacher Art verursacht und die so entstandenen Spalten usw. durch aus dem Hangenden eindringende Sande ausgefüllt wurden. Wegen der höheren Festigkeiten der gefrorenen Kohle blieben die Deformationen auf den ungefrorenen Flözteil beschränkt, d. h., die Scherungszone bildete gleichzeitig die obere Gefronisgrenze (vgl. Abschnitt 4.45). — Interessant ist allerdings, daß die Kohle sowohl oberhalb als auch unterhalb der Abscherungsfläche verbreitet die für glazigene Beanspruchung typischen Texturänderungen zeigt (Tafel 10/5, 7; 11/1). Danach scheint die Entstehung dieser texturellen Veränderungen überhaupt unabhängig von Gefronis und Nicht-Gefronis zu sein. —

Überblickt man abschließend die Bedeutung der bodenmechanischen Verhältnisse des Untergrundes für die Genese der glazigenen Lagerungsstörungen in Nord- und Mitteldeutschland, so ergeben sich folgende allgemeine Feststellungen:

1. Für die Auslösung des glazigenen Störungsvorganges und die Art der Deformationen ist das bodenmechanische Verhalten (Druck- und Scherfestigkeit, Formänderungsverhalten) der einzelnen Schichten und der jeweils vorliegenden Schichtenfolge in ihrer Gesamtheit (relative Unterschiede zwischen den Einzelschichten) von entscheidender Bedeutung.
2. Großstörungen können nur dort auftreten, wo im Untergrund in geeigneter Teufe Schichten geringer Scherfestigkeit vorhanden sind. Das besagt jedoch nicht, daß beim Vorliegen derartiger Schichten glazigene Deformationen entstehen mußten.
3. Beim Vorhandensein einer Gefrornis des Vorlandes der pleistozänen Inlandeismassen erhöhten sich die Druck- und Scherfestigkeiten und veränderte sich teilweise das Formänderungsverhalten der Ablagerungen gegenüber dem ungefrorenen Zustande.
4. Es ist gegenwärtig nicht möglich, genauere Aussagen über die Tiefe der Bodengefrornis während der verschiedenen Vereisungszeiten und -phasen des Pleistozäns, die Tiefe der sommerlichen (und interstadialen ?) Auftauzone und die Art der Gefrornis zu machen.
5. Soweit bisher bekannt, ist das Formänderungsverhalten von Tonen und tonigen Sedimenten im gefrorenen und ungefrorenen Zustande (allerdings in Abhängigkeit vom Wassergehalt) stets als plastisch und das von Sanden (mit Ausnahme der sog. Schwimmsande) und Kiesen als weitgehend „starr“ zu bezeichnen. Den Braunkohlen sind bis zur Grenze ihrer Druckfestigkeit im ungefrorenen Zustande überwiegend plastische, teilweise aber auch elastische Formänderungen eigen, während sie bei Überschreitung der Druckfestigkeit — soweit bisher bekannt — starr, d. h. durch Bruch reagieren. Bei Gefrornis scheint das Formänderungsverhalten der Braunkohlen in jedem Falle plastisch zu sein.
6. Das Übereinanderliegen von Sedimenten mit unterschiedlicher Druck- und Scherfestigkeit sowie unterschiedlichem Formänderungsverhalten innerhalb einer Schichtenfolge (bedingt durch Unterschiede der petrographischen Eigenschaften, des Wassergehaltes usw. der Einzelschichten oder durch einen Wechsel von Gefrornis und Auftau- bzw. nichtgefrorenem Boden) erklärt zwanglos das Vorkommen von verschiedenen Deformationsarten übereinander in der gleichen Schichtenfolge (Stockwerktektonik, Faziesdeformation).
7. Das Nebeneinanderliegen von Schichten und Schichtverbänden mit unterschiedlichen bodenmechanischen Eigenschaften kann allein nicht die Verbreitung der glazigenen Deformationen und vor allem das Auftreten der großen glazigenen Flözstörungen in bestimmten Zonen und Gebieten innerhalb Nord- und Mitteldeutschlands erklären. Daher ist es auch nicht möglich, auf Grund der alleinigen Kenntnis einer Schichtenfolge (z. B. Bohrungen) Aussagen über das Vorhandensein oder Fehlen von glazigenen Lagerungsstörungen zu machen.

3.5 DIE MÖGLICHKEITEN UND WIRKUNGEN EINER BEHINDERUNG DER EISBEWEGUNG

3.51 Allgemeine Betrachtungen

Bei den Diskussionen über die bisher erwähnten Faktoren konnten zwar jeweils mehr oder weniger bedeutsame Einflüsse auf den glazigenen Störungsvorgang und die Art der entstehenden Lagerungsstörungen festgestellt werden, aber meist blieb eine Frage unbeantwortet: Warum treten die glazigenen Deformationen des Untergrundes, vor allem die größeren, tiefreichenden Störungen, nur in bestimmten Zonen und Gebieten Nord- und Mitteldeutschlands auf? Zweifellos ist das eine Kernfrage in dem gesamten hier behandelten Problemkreis; denn der nord- und mitteldeutsche Raum ist während des Pleistozäns mehrfach den Druck- und Schubwirkungen des Inlandeises ausgesetzt gewesen, die glazigenen Deformationen größerer Intensität sind jedoch Lokalerscheinungen und fehlen oftmals auch dort, wo die Schichtenfolge des Untergrundes für die Bildung glazigener Störungen günstige bodenmechanische Eigenschaften aufwies. Gerade die Lagerungsverhältnisse der mitteldeutschen Braunkohlen liefern für dieses Nebeneinander von gestörten und ungestörten Gebieten auf engstem Raum zahlreiche Beispiele.

Es sei dazu nur auf die kräftigen Deformationen im Raume Golpa-Zschornewitz im Gegensatz zu der ruhigen Lage des gleichen Flözes und des Deckgebirges im benachbarten engeren Bitterfelder Revier (vgl. Abschnitte 4.21 und 4.31), das lokale Auftreten von Lagerungsstörungen im Bornaer Revier, die eng begrenzten Flözdeformationen innerhalb des Braunkohlenfeldes Niemtsch südlich Senftenberg (vgl. Abschnitt 4.45), die ruhige Lage des Lausitzer Unterflözes im Raume Burghammer gegenüber den kräftigen Störungen im Felde der ehemaligen Grube Brigitta (südlich Spremberg) und im anschließenden nördlichen Teil des Feldes Spreetal (Tafel 7/7) sowie die ebenfalls völlig ruhige Lage der Kohle zwischen dem Muskauer Faltenbogen und dem Störungsgebiet von Sorau (Žary) hingewiesen.

Gelegentlich kann zwar das lokal begrenzte Vorkommen von Flözdeformationen auf eine gegenüber dem ungestörten Gebiet primär höhere Lage des Flözes (Rand eines Kohlenbeckens; z. B. Verhältnisse im Gebiet des BKW „Gustav Sobottka“ bei Röblingen a. See mit Flözstörungen am Südrand dieses Braunkohlenbeckens im südlichen Teil des Tagebaues Etzdorf – vgl. Tafeln 22 und 23) oder lokale Veränderungen innerhalb der Schichtenfolge zurückgeführt werden, jedoch sind das Sonderfälle, die nicht verallgemeinert werden dürfen. Andererseits ist auffällig, daß die intensiveren Flözstörungen oftmals an Endmoränen bzw. größere Eisrandlagen gebunden sind. Wenn man aber die glazigenen Deformationen des Untergrundes generell als Bildungen im Bereich von Eisrandlagen ansprechen wollte, so würde damit nur das eine Problem durch ein anderes, nämlich das der Ursache und Verbreitung größerer Randlagen (Endmoränen) ersetzt werden.

In diesem Zusammenhang muß auf folgendes hingewiesen werden. Vergleicht man die Lage der größeren Flözdeformationen mit dem Verlauf der Hauptendmoränen auf der „Karte des Norddeutschen Vereisungsgebietes“ von P. WOLDSTEDT, so kann man eine weitgehende lagemäßige Übereinstimmung zwischen beiden Erscheinungen feststellen. Allerdings sind offenbar auf der Karte die Eisrandlagen teilweise direkt nach

dem Vorhandensein von stärkeren Lagerungsstörungen im Untergrund (entsprechend dem damaligen Stande der Kenntnisse) festgelegt worden, so daß es ein Zirkelschluß wäre, wenn man jetzt die glazigenen Großstörungen als ausschließliche „Endmoränenbildungen“ deuten würde. Zudem ergibt sich, daß kräftige Flözdeformationen auch außerhalb der morphologisch klar hervortretenden jüngeren Endmoränen in Nord- und Mitteldeutschland auftreten, z. B. das Störungsgebiet von Gräfenhainichen, die Großfalten im Tagebau Spreetal (Tafel 7/7) südlich der Randlage des Warthestadiums und die Großstörungen im Bereich des BKW Finkenheerd (Beilage 18) unmittelbar südlich der Endmoräne des Frankfurter Stadiums.⁵¹

Aus der Verbreitung der glazigenen Großstörungen (speziell der Flözdeformationen) ergibt sich zwangsläufig, daß die Druck- und Schubbeanspruchung des Untergrundes durch den vordringenden Eisrand offenbar in einzelnen Gebieten lokal verstärkt worden ist. Eine derartige Verstärkung mußte immer dort erfolgen, wo die Bewegung des Eises in irgendeiner Weise behindert wurde (vgl. S. 82), und sofern bodenmechanisch günstige Schichtenfolgen vorhanden waren, mußten dann auch stärkere Störungen der Lagerungsverhältnisse des Untergrundes entstehen.

Es ist somit ohne weiteres verständlich, daß das Problem der „Hinderniswirkungen“ seit der Anerkennung der „glazigenen Theorie“ für die Lagerungsstörungen in Nord- und Mitteldeutschland eine wesentlich Rolle innerhalb der Diskussionen um diese Deformationen spielt. Prinzipiell hatte schon H. CREDNER (1880) — vgl. Seite 11 — das Vorhandensein von Hindernissen für die Auslösung des glazigenen Störungsvorganges gefordert. F. WAHNSCHAFFE (1906) gebührt dann die Priorität, auf die verschiedenen Möglichkeiten einer derartigen Behinderung der Eisausbreitung hingewiesen zu haben: präexistierende oder vom Eise selbst aufgestauchte bzw. aufgeschüttete Hindernisse. Der Hinweis auf die Bedeutung präexistierender Reliefhindernisse führte in der Folgezeit dazu — vermutlich noch unter dem Eindruck der tektonischen Auffassung und der z. T. erheblichen Tiefenreichweite gerade der großen Flözdeformationen — sowohl die Verbreitung der glazigenen Lagerungsstörungen als auch die Tatsache, daß die älteren Vereisungen in Norddeutschland offenbar keine, die jüngeren Eisvorstöße dagegen z. T. sehr kräftige Deformationen verursacht haben, durch tektonische Schollenbewegungen innerhalb des Mindel-Riß-(Elster-Saale-)Interglazials oder des Riß-Würm-(Saale-Weichsel-)Interglazials zu erklären. Der Streit der Meinungen wurde schließlich noch verschärft durch die Beobachtungen von K. GRIPP (1929), nach denen vor den Gletschern Spitzbergens z. T. keine anderen Hindernisse als das mehr oder weniger tiefgründig gefrorene Eisvorland zur Entstehung größerer Aufstauchungen des Untergrundes erforderlich sind. Neben den Reliefhindernissen muß es also auch morphologisch nicht in Erscheinung tretende Hindernisse für die Bewegung des Eises bzw. die Schubbeeinflussung des Untergrundes geben.

Es gilt daher im Folgenden zu untersuchen, welche Wirkungen die verschiedenen Arten von Hindernissen auf den Vorgang der Untergrundbeeinflussung haben können und welche realen Möglichkeiten zur Annahme des einen oder anderen Hindernisses gegeben sind. Dabei muß zwischen oberflächigen (Relief!) Behinderungen des Eises und solchen unterschieden werden, die sich nicht morphologisch bemerkbar machen (Schichtenfolge, Aufragungen des präquartären Untergrundes).

⁵¹ Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Dipl.-Geol. M. SÜSS (Freiberg) muß nach ersten Feststellungen aus dem Zustand der (zunächst nur erbohrten) Braunkohle des Feldes Nochten (südlich des Muskauer Faltenbogens) geschlossen werden, daß auch hier die Kohle glazigen gestört ist.

3.52 Morphologische (Relief-) Hindernisse

Die Oberflächengestaltung Nord- und Mitteldeutschlands vor den einzelnen Vereisungen und Eisvorstößen ist für die Eisausbreitung und die Gestalt des Inlandeisrandes zweifellos von entscheidender Bedeutung gewesen. Das Eis wird stets, dem geringsten Widerstand folgend, zuerst in präexistierende Senken und etwa in der Vorstoßrichtung verlaufende Täler eingedrungen sein, sich in diesen in Form größerer Gletscherzungen ausgebreitet und dann erst allmählich die höher gelegenen Gebiete überdeckt haben (vgl. u. a. F. BETTENSTAEDT 1934, P. WOLDSTEDT 1956). Dabei mußte es an den Talrändern und am Fuße der Höhen und Hochflächen je nach deren Höhe zu mehr oder weniger kräftigen Aufstauungen des Eises kommen. Weiterhin bestand die Möglichkeit, daß das Eis einer in einem zentripetalen Tal vorhandenen Gletscherzunge auch in Nebentäler eindrang und so Teile von Hochflächen vor der eigentlichen Eisüberdeckung schon vom Eise umschlossen wurden. Das gleiche konnte eintreten, wenn ein größerer Eislobus in ein etwa parallel zum Eisrand verlaufendes (peripheres) Tal eingedrungen war und sich am Gegenhang des Tales staute. Bei weiterem Eisnachschub mußte sich der Lobus dann seitwärts in Richtung des Tales, d. h. mehr oder weniger rechtwinklig zu seiner mittleren Vorstoßrichtung ausbreiten. Daraus ergibt sich einmal, daß die Bewegungsrichtung des Inlandeises (und damit die Streichrichtung größerer Lagerungsstörungen des Untergrundes) erheblich aus der normalen NW—SE- bis NE—SW-Richtung (Streichen der Störungen rechtwinklig dazu) abweichen konnte und daß zum anderen die Möglichkeit einer Behinderung des über eine Hochfläche vordringenden Eisrandes durch eine bereits in einem Tal vorhandene Eiszunge gegeben war.

Derartige Verhältnisse könnten z. B. im Bereich des Breslau—Magdeburger Urstromtales zwischen Elsterwerda und Senftenberg vorhanden gewesen sein und hier die glazigenen Flözdeformationen im Felde des BKW Plessa (vgl. Abschnitt 4.42) sowie die abnorme Orientierung der Störungen innerhalb der Stauchendmoräne der Schlaunberge bei Klein Leipisch (vgl. Abschnitt 4.43) erklären.

Eine Rekonstruktion der Reliefverhältnisse des Eisvorlandes zur Zeit eines pleistozänen Eisvorstoßes ist jedoch zumindest für das Mittel- und Altpleistozän Mitteldeutschlands selbst beim Vorhandensein entsprechender Bohrungen und Aufschlüsse nicht möglich. Der Grund dafür ist in der großen Zahl der theoretisch möglichen Oberflächenformen zu suchen. Es wäre schon sehr bedeutsam, wenn man genauere Aussagen über die präelstereiszeitliche Morphologie Nord- und Mitteldeutschlands machen könnte. Das ist jedoch ebenfalls kaum bzw. nur in wenigen eng begrenzten Gebieten möglich. Während mehrere Indizien dafür sprechen, daß durch die exogen-dynamischen Vorgänge im Pliozän und im präglazialen (für Nord- und Mitteldeutschland) Pleistozän ein weitgehender Ausgleich des Reliefs erfolgte, muß man lokal — nach den vorliegenden Bohrergebnissen — doch mit einem recht ausgeprägten Relief rechnen (z. B. tief eingeschnittene Täler im Gebiet Doberlug; vgl. Abschnitt 4.41). Unsere Kenntnisse des Untergrundes reichen aber z. Z. noch nicht aus, um Vorhandensein und Verlauf derartiger präelstereiszeitlicher Täler über größere Gebiete genauer

zu bestimmen. Das gilt unter anderem auch für die norddeutschen Urstromtäler, deren (tektonische) Voranlage schon des öfteren gefordert worden ist.

Die Schwierigkeiten einer Rekonstruktion der Oberflächenkonfiguration des Eisvorlandes vergrößern sich noch für die intrapleistozänen Verhältnisse. Wie P. WOLDSTEDT (1956) gezeigt hat, mußten die einmal vorhandenen größeren zentripetalen Täler (nach Ansicht des Verfassers nicht nur diese, sondern auch die peripheren Täler) als bevorzugte Leitlinien für die Ausbreitung des Eises (glazigene Erosion!) und durch die Möglichkeit einer lang dauernden Ausfüllung mit Toteismassen selbst über mehrere Eisvorstöße und Interglazialzeiten erhalten bleiben und immer wieder (meist verstärkt) morphologisch in Erscheinung treten. Neben diesen Formelementen konnten Endmoränen, Oser, Kammerücken, Schmelzwasserrinnen usw. aus der jeweils vorangegangenen Vereisungsphase vorhanden sein, und auch das typische Relief einer Grundmoränenlandschaft konnte das erneute Vordringen des Inlandeises beeinflussen. Außerdem ist anzunehmen, daß sich das vordringende Eis im Verlaufe von Schwankungen der Ernährung bzw. des Nachschubes der einzelnen Loben durch Aufschüttung von Moränen oder Aufstauchung und -pressung des Untergrundes vor seinem Rande gelegentlich selbst Hindernisse für das weitere Vordringen geschaffen hat. Nach kürzeren Interstadialen oder zeitweiligen Eisrückzügen konnten auch mehr oder weniger große, noch erhalten gebliebene überschüttete Toteisblöcke das erneut vorstoßende Inlandeis behindern (Beobachtung von „Toteisplatten“ und Endmoränen mit Toteiskern im Vorfeld des Vatna Jökull; vgl. P. WOLDSTEDT 1938).

Alle diese Formen können vorhanden gewesen sein und eine mehr oder weniger starke Stauung späterer Eisvorstöße bewirkt haben, ihr Nachweis ist jedoch heute unmöglich, da sie entweder durch diese späteren Eisvorstöße oder durch Erosion und Denudation zerstört worden und somit in den Schichtenfolgen des Pleistozäns in Mitteldeutschland nicht mehr nachzuweisen sind. Eine derartige Hinderniswirkung älterer glaziärmorphologischer oder glazifluviatiler Formen sollte man daher zur Erklärung glazigener Lagerungsstörungen nur dann als Hypothesen in Erwägung ziehen, wenn tatsächlich keine anderen Deutungsmöglichkeiten vorhanden sind.

Eine Behinderung des südwärts vordringenden Inlandeises konnte schließlich aber auch an Aufragungen älterer Gesteinskörper und an tektonisch gebildeten morphologischen Hindernissen erfolgen. Während die Bedeutung von Aufragungen des prätertiären Untergrundes für die Ausbreitung des Inlandeises, die Entstehung von Eisrandlagen und glazigenen Großstörungen im Gebiet des norddeutschen Flachlandes bisher noch recht unklar ist und nur in Einzelfällen nachgewiesen werden konnte (Rügen, Kühlung), ist in Mitteldeutschland eher die Möglichkeit gegeben, entsprechende Hinderniswirkungen zu studieren.⁵² So werden z. B. zweifellos die Quarzporphyrkuppen im Gebiet von Halle, östlich Leipzig (Brandis—Wurzen—Grimma) und bei Schildau, der Collmberg bei Oschatz,

⁵² Diese Betrachtungen über die Möglichkeiten zur Annahme von Aufragungen des Untergrundes gelten sinngemäß auch für Tiefenhindernisse.

der Grauwackenzug am Südrand des Tales der Schwarzen Elster westlich Ortrand, der Koschenberg bei Senftenberg, der Steinberg bei Schwarzkollm, die Landeskronen bei Görlitz usw. sicher die Bewegung des Eises maßgeblich beeinflusst haben. Gelegentlich ist auch festzustellen, daß sich End- bzw. Stauchmoränen direkt an diese Aufragungen anlehnen (Gebiet von Schildau). Allerdings ergibt sich nun sofort ein neues Problem. Der größte Teil aller dieser Erhebungen des paläozoischen Untergrundes bzw. kristalliner Gesteinskörper in Mitteldeutschland ist sowohl während der Mindel-(Elster-) als auch während der Riß-(Saale-)Eiszeit und innerhalb derselben sicher auch noch mehrmals (verschiedene Vorstöße bzw. Stadiale!) vom Eise überfahren worden, und man könnte erwarten, daß der Untergrund vor diesen Hindernissen infolge der mehrfachen Beanspruchung stets besonders intensiv deformiert worden ist. Das trifft jedoch meistens nicht zu. Obwohl es nur selten möglich ist, aus dem heutigen Störungsbild eines glazigen beanspruchten Gebietes zu erkennen, ob es ein- oder mehrphasig entstanden ist, und obwohl man damit rechnen muß, daß z. B. elstereiszeitliche Endmoränen im folgenden Interglazial völlig abgetragen worden sind, ergibt doch der Geländebefund in zahlreichen Fällen, daß die älteren Eisvorstöße diese Aufragungen ungehindert überfahren haben und erst die jüngeren an ihnen gestaut wurden. Zur Erklärung dieses Tatbestandes gibt es folgende Möglichkeiten:

1. Da der Einfluß eines derartigen Hindernisses auf die Eisausbreitung einerseits von seiner Form und Größe, andererseits aber auch von der Intensität der Eisbewegung, d. h. der Stärke des Eisnachscheses abhängig ist, könnte man für die weniger ausgedehnten Aufragungen des Untergrundes (Einzelberge, wie der Koschenberg, oder lokale Quarzporphyrkuppen) annehmen, daß diese bei kräftigen Eisvorstößen mehr oder weniger störungslos umflossen wurden und nur für schwache Vorstöße als Hindernisse wirkten.
2. Der prätertiäre Untergrund war noch im älteren Pleistozän durch so mächtige Ablagerungen des Tertiärs bedeckt, daß sich die Aufragungen dieses Untergrundes weder als orographische noch als Tiefenhindernisse bemerkbar machten. Erst nach weitgehender glazigener und fluviatiler Abtragung der Deckschichten konnten diese Erhebungen dann als Hindernisse wirksam werden.
3. Es haben im Pleistozän endogen-tektonische Bewegungen im mitteldeutschen Raum stattgefunden, in deren Verlauf einzelne Schollen ganz oder teilweise (Kippung) gehoben wurden. Durch die Schollenränder oder durch Aufragungen des Untergrundes im Bereich der Hebungszonen konnten dann spätere Eisvorstöße behindert werden.

Auf die erste Möglichkeit ist noch kurz in Zusammenhang mit den Wirkungen der verschiedenen Hindernisse auf den glazigenen Störungsvorgang einzugehen. Alle Anzeichen deuten darauf, daß Einzelhindernisse tatsächlich zunächst umflossen wurden und keine größeren Stau- und damit Stauchwirkungen an ihnen auftreten konnten. Die Bedeutung des zweiten Punktes ist schon schwieriger zu beurteilen. Selbstverständlich darf man den Vorgang einer mehr oder

weniger starken Freilegung des Untergrundes durch Abtragung der Deckschichten nicht verallgemeinern und nur dort anwenden, wo nach den vorhandenen Schichtenfolgen wirklich die Mächtigkeit dieser Deckschichten offensichtlich wesentlich vermindert und damit der prätertiäre Untergrund in Oberflächennähe gerückt worden ist. Derartige Verhältnisse liegen möglicherweise in einigen Teilen der Lausitz, besonders im Bereich des Breslau—Magdeburger Urstromtales vor (vgl. Seite 103 und Abschnitt 4.44). Eine Schwierigkeit bleibt jedoch bei dieser Deutung bestehen, nämlich die Erklärung der oftmals auf diesen Aufragungen zu beobachtenden Gletscherschrammen (z. B. auf den Höhen südlich Ortrand, den Quarzporphyrkuppen von Brandis usw.). Wenn vor Hindernissen mit glazigen geschrammter Oberfläche jüngere (saaleeiszeitliche) Stauchungen vorkommen (z. B. Gebiet von Ortrand) und man annimmt, daß die Aufragungen während der Elstereiszeit noch unter relativ mächtigen Deckschichten verborgen waren, so kann es sich bei den Deformationen nur um „überfahrene Stauchmoränen“ handeln. Das ist zwar möglich, aber gerade im mitteldeutschen Raum meist nur sehr schwer zu beweisen.

Eine besondere Bedeutung kommt dem Problem intrapleistozäner tektonischer Schollenbewegungen in Nord- und Mitteldeutschland zu. Wenn Hebungen, Senkungen oder Kippungen von Krustenschollen stattgefunden haben, so ist nicht zu bezweifeln, daß dadurch die Ausbreitung des Inlandeises mehr oder weniger stark beeinflußt werden konnte und diese „tektonischen“ Hindernisse auch zu Ansatzpunkten für glazigene Untergrundbeanspruchungen werden konnten.

Während man noch vor etwa drei Jahrzehnten das „Diluvium“ vielfach als einen tektonisch ruhigen Zeitabschnitt bezeichnete, die Annahme stärkerer orogener Bewegungen in Nord- und Mitteldeutschland recht skeptisch beurteilte und sogar vielfach bestritt (vgl. P. WOLDSTEDT, Das Eiszeitalter, Stuttgart 1929, S. 323—329), muß man heute auf Grund zahlreicher neuerer geologischer Befunde aus dem mitteleuropäischen Raume zu dem Schluß kommen, daß das Pleistozän hier keineswegs eine Ruhezeit war und neben epirogenen auch verbreitet und mehrfach orogenetische Bewegungen stattgefunden haben, die man allgemein der pasadenischen Phase zuzuordnen hat. Es handelt sich dabei stets um eine germanotype Tektonik, hauptsächlich posthumer Natur.

Es ist in dem vorliegenden Rahmen nicht erforderlich, auf die zahlreichen Beobachtungen und Ansichten zu diesem Fragenkomplex einzugehen, zumal erst vor kurzem P. WOLDSTEDT (Norddeutschland und die angrenzenden Gebiete im Eiszeitalter, 2. Auflage, Stuttgart 1955, S. 333—343) eine kurze zusammenfassende Darstellung gegeben hat.

Leider sind unsere Kenntnisse von jungen tektonischen Bewegungen aus dem norddeutschen Vereisungsgebiet sehr gering, da hier deren direkter Nachweis durch das Vorhandensein der sehr mächtigen pleistozänen Lockerablagerungen sowie die mehrfache eiszeitliche Überprägung der Oberflächenformen recht schwierig ist und die Untergrundverhältnisse wegen des Mangels genügend tiefer Bohrungen noch völlig unzureichend erforscht sind. Andererseits ist von mehreren Autoren auf Grund eiszeitlicher Vorgänge auf das Vorhandensein von tektonischen Schollenbewegungen geschlossen worden (Zusammenhang zwischen

Eisausbreitung und Tektonik des Untergrundes — u. a. S. v. BUBNOFF 1931, K. v. BÜLOW 1939 b, K. BEURLIN 1927, K. BEURLIN und S. THIELE 1940, E. KRAUS 1924, 1937; Zusammenhang zwischen dem Auftreten allochthoner Schollen und tektonisch gebildeter Aufragungen im Untergrund — G. PETERSEN 1929, E. BECKSMANN 1931; Bildung tektonischer Hindernisse und an diesen Auftreten glazigener Lagerungsstörungen — u. a. G. SCHULZ 1929, K. LEMCKE 1937, K. v. BÜLOW 1937, 1939 a und b, 1955, A. ZÖLLER 1941), jedoch ist diese Beweisführung nicht immer restlos gesichert. Das gilt besonders für die hier speziell interessierende Frage, inwieweit das Vorkommen jungpleistozäner Großstörungen auf junge Schollenhebung im Untergrund zurückgeführt bzw. durch diese erklärt werden kann. Dazu ist zunächst festzustellen, daß nach den neueren Arbeiten über die glazigenen Deformationen auf Jasmund/Rügen (K. BRINKMANN 1953, A. LUDWIG 1954/55, K. v. BÜLOW 1955, R. KÖSTER 1958 c) kaum noch Zweifel daran bestehen dürften, daß hier jungpleistozäne Schollenhebungen stattgefunden haben. Die Lagerungsverhältnisse (konkordante Lagerung von Oberkreide und älterem Pleistozän, diskordant durch den weichseleiszeitlichen Geschiebemergel M 3 überlagert) lassen auch nach Ansicht des Verf. keine andere Erklärung zu, als daß das Eis der älteren Vereisungen ohne Behinderung das Gebiet überfahren hat und erst das Inlandeis der Weichsel-(Würm-)Vereisung hier ein größeres Hindernis vorfand, welches zur Entstehung einer Kerbe im Eisrand mit entsprechend kräftigen Deformationen des Untergrundes Anlaß gab und anschließend überfahren wurde. Auch bei den von K. LEMCKE (1937) untersuchten Lagerungsstörungen im Bereich der Diedrichshäger Berge (Kühlung) in der Nähe des Ostseebades Kühlungsborn (früher Arendsee-Brunshaupten) könnte es sich um glazigene Deformationen vor einem jungpleistozänen Hebungsgebiet handeln, und in neuerer Zeit hat H. KÖLBEL (1954) das Vorhandensein von jungpleistozänen Krustenbewegungen (Hebungen) und an diesen glazigene Deformationen im Gebiet südlich Parchim in Mecklenburg nachgewiesen. Es haben also in Norddeutschland zweifellos endogen-tektonische Schollenbewegungen im Pleistozän stattgefunden, und diese Bewegungen sind durch das Vorkommen von glazigenen Lagerungsstörungen nachzuweisen. Ob diese Feststellung allerdings schon so erweitert werden kann, daß grundsätzlich aus dem Auftreten glazigener Großstörungen (vor allem Schuppenbau!) auf das Vorhandensein eines „aktiven Sockels“ (K. v. BÜLOW, zuletzt 1955) zu schließen ist, erscheint dem Verf. noch nicht gesichert. In Hinblick auf die Bedeutung dieser Frage auch für die glazigenen Störungen in den mitteldeutschen Braunkohlengebieten wäre es sehr zu wünschen, wenn recht bald einige größere Deformationsgebiete in Norddeutschland gründlich abgebohrt und sowohl geophysikalisch als auch geologisch bearbeitet würden.

Wenn somit die Existenz einer intrapleistozänen Tektonik im norddeutschen Vereisungsgebiet nicht mehr bezweifelt werden kann, so herrscht über die Intensität der Bewegungen und auch ihre zeitliche Stellung noch weitgehende Unklarheit. Die zeitliche Fixierung der Bewegungen macht vor allem wegen der Unsicherheiten bei der stratigraphischen Einordnung bzw. Erkennung der Ge-

schiebemergel und wegen unserer Unkenntnis der nach den tektonischen Vorgängen stattgefundenen glazigenen, glazifluviatilen und fluviatilen Abtragung Schwierigkeiten. Das gilt auch für die so gut aufgeschlossenen und schon so oft und sorgfältig untersuchten Verhältnisse auf Jasmund/Rügen. Mit Sicherheit ist hier nur zu sagen, daß die tektonischen Bewegungen postsaaleeiszeitlich erfolgten, welcher Phase der Weichsel-(Würm-) Vereisung der M 3 angehört, ist noch nicht genau festzustellen. Wenn dieser Geschiebemergel dem „Rügenschen Stadium“ zuzuordnen ist, bleibt für die Hebung der Kreidescholle der Zeitraum vom Ende der Saaleeiszeit bis zum „Spätwürm“, d. h. eine Zeitspanne von mehr als 50 000 Jahren. Welche Verhältnisse zum Beginn der Weichsel-(Würm-)Eiszeit herrschten, ist nicht genauer anzugeben. (In anderen Gebieten Nord- und Mitteldeutschlands wäre man froh, eine derartig „genaue“ zeitliche Fixierung der geologischen Vorgänge im Pleistozän vornehmen zu können.)

In Hinblick auf die Verbreitung der tektonischen Bewegungen innerhalb des Pleistozäns Mitteldeutschlands können wir gegenwärtig ebenfalls keinerlei genaue Aussagen machen. Grundsätzlich zeigen die Beobachtungen in Mitteleuropa gelegentlich recht beträchtliche junge Hebungs- bzw. Senkungsbeträge (Harz⁵³, Rheintalgraben, Elbtal). Es dürfte jedoch kaum anzunehmen sein, daß die pleistozänen tektonischen Bewegungen im nord- und mitteldeutschen Raum so verbreitet und kräftig waren, daß überall dort, wo wir heute stärkere glazigene Störungen im Untergrund – vor allem Flözdeformationen – antreffen, größere morphologische Hindernisse (Ränder gehobener Bruchschollen) durch derartige Bewegungen entstanden waren (G. SCHULZ 1929, O. ROETHE 1932) oder sogar die heutige Oberflächengestaltung des Gebietes noch ihre tektonische Entstehung erkennen läßt (F. SOLGER 1935 a und b, 1940).

Auf die Anschauungen von F. SOLGER einzugehen, erübrigt sich, da diese zu hypothetisch sind. Gegen eine tektonische Anlage der pleistozänen „Hochflächen“ beiderseits der Oder und damit gegen die Bildung der dortigen Flözdeformationen vor „tektonischen Hindernissen“ ist ebenfalls bereits mehrfach Stellung genommen worden (u. a. W. FRIES 1933, F. BERGER 1937).

Während, wie oben erwähnt, aus dem norddeutschen Flachland wenigstens zwei Gebiete mit tektonischen Bewegungen während des Pleistozäns mit Sicherheit und einige weitere mit mehr oder weniger großer Wahrscheinlichkeit anzugeben sind (z. B. Gebiet Freienwalde/Oder), herrscht im Bereich der mitteldeutschen Braunkohlenlagerstätten trotz der besseren Aufschlußverhältnisse usw. über diese Frage noch völlige Unklarheit. Andererseits sind derartige Bewegungen im Gebiet des Elbtalgrabens, im Allertal und im Leinetal einwandfrei nachgewiesen worden, und es bestehen kaum Zweifel, daß mindestens in einzelnen Teilen unserer Mittelgebirge intrapleistozäne Hebungen stattgefunden haben.⁵⁴ Nach diesen Befunden muß man zu der Anschauung kommen, daß auch in dem „Zwischengebiet“ tektonische Bewegungen im Pleistozän erfolgten, in

⁵³ Interessanterweise sind im unmittelbar östlichen und nördlichen Vorland des elstereiszeitlich vom Inlandeis überfahrenen Unterharzes keinerlei größere glazigene Lagerungsstörungen bekannt geworden. Möglicherweise deutet das darauf hin, daß der Unterharz zu dieser Zeit morphologisch noch nicht als Hindernis in Erscheinung getreten ist.

⁵⁴ Nach Ansicht des Verf. ist z. B. die Lage der äußersten Vereisungsgrenze im Eulengebirge bei etwa + 900 m NN nur durch nachträgliche Hebungen dieses Gebietes zu erklären. Allgemein ist

deren Verlauf es durch Schollenhebungen oder -kippen dann auch zur Entstehung von morphologischen oder Tiefen-Hindernissen für die folgenden Eisvorstöße kommen mußte.

Nach ihrer Lage könnte man die glazigenen Flözdeformationen im Gebiet von Spremberg (ehem. Grube Brigitta, vgl. K. KEILHACK 1921/22 und Erläuterung zur Geol. Spezialkarte Blatt Spremberg 1923, sowie K. ELZE 1931; heutiger Tagebau Spreetal, vgl. Tafel 7/7, 8) und Drebkau-Greifenhain (P. RUSSWURM 1909; vgl. auch Tafeln 5 bis 7) bzw. die entsprechenden Eisrandlagen mit der Bildung eines tektonischen Hindernisses in Verbindung bringen. Die genannten Gebiete liegen unmittelbar nördlich (bzw. nordöstlich) des „Lausitzer Hauptabbruches“, und es besteht durchaus die Möglichkeit, daß im Bereich dieser großen Störung im Pleistozän posthume Bewegungen stattgefunden haben (vgl. W. MEHNER 1957, Abb. 1 und 2). Eine sichere Aussage darüber ist aber z. Z. noch nicht zu machen. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß bekanntlich auch für die Urstromtäler schon mehrmals eine zumindest teilweise tektonische Anlage gefordert worden ist. Derartige Verhältnisse könnte man durchaus für den schon mehrfach erwähnten Abschnitt des Breslau-Magdeburger Urstromtales zwischen Elsterwerda und Ruhland-Ortrand annehmen, ohne jedoch z. Z. Näheres beweisen zu können.

Im Anschluß an die Diskussion über die Möglichkeiten einer „Hindernisentstehung“ durch orogenetische Vorgänge muß erwähnt werden, daß auch durch salztektonische Bewegungen Hindernisse für das vorstoßende Eis geschaffen werden konnten. So sind z. B. in unmittelbarer Nachbarschaft des Salzstockes von Spereberg bei Berlin seit langem z. T. recht kräftige glazigene Deformationen des Untergrundes bekannt (Erläuterungen zur Geol. Spezialkarte Blatt Spereberg), am Salzstock von Segeberg treten glazigene Verschuppungen und allochthone Schollen auf (mündliche Mitteilung von R. TEICHMÜLLER), und im Bereich der Struktur von Lüneburg wurden ebenfalls intensive glazigene Deformationen festgestellt. Außerdem haben die Arbeiten von K. GRIPP (1952), H. ILLIES (1955) u. a.⁵⁵ ergeben, daß einzelne Salzstrukturen Nordwestdeutschlands im Pleistozän noch im Aufsteigen begriffen waren und z. T. sogar noch gegenwärtig aufsteigen. Es ist also lokal damit zu rechnen, daß durch die langsame Hebung von Salzstrukturen Hindernisse für die jungpleistozänen Eisvorstöße geschaffen wurden, und K. GRIPP (1952) konnte durch Vergleich der weichseleiszeitlichen Eisrandlagen mit den Salzstrukturen in Holstein zeigen,

festzustellen, daß die äußerste Vereisungsgrenze des Pleistozäns (die nach dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse in den deutschen Mittelgebirgen der äußersten Grenze des Mindel-Elster-Eises gleichzusetzen ist) in der Lausitz bzw. östlich der Elbelinie erheblich höher liegt (größere Höhenlage bezogen auf NN) als in Mittelsachsen bzw. westlich der Elbe. Diese Unterschiede in der Höhenlage des gleichaltrigen Eisrandes sind nur durch nachträgliche, mehr oder weniger weitspannige Krustenbewegungen (Verstellungen der einzelnen Krustenschollen) zu erklären. Eine genauere Behandlung des Fragenkomplexes wird an anderer Stelle erfolgen. — (Für zahlreiche Hinweise zu diesem Problemkreis sei Herrn Prof. Dr. K. PIETZSCH nochmals herzlich gedankt.)

⁵⁵ Ein weiteres Beispiel aus Holstein hat F. GRUBE (1955) mitgeteilt. Das Vorfeld der Kreideantiklinale von Krempe/Lägerdorf ist glazigen intensiv gestaucht worden (elster- oder saaleeiszeitlich). Dabei muß die Struktur noch mindestens bis zur Saaleeiszeit in Hebung begriffen gewesen sein, da sich das Hauptkluftsystem der Kreide bis in die saaleglazialen Ablagerungen durchgepaust hat.

daß in einigen Fällen deutliche Zusammenhänge bestehen.⁵⁶ Es zeigte sich, daß hierbei das Eis jeweils zwischen zwei Strukturen weit vorgestoßen ist und sich im Bereich der Strukturen größere Kerben im Eisrand mit entsprechenden Kerb-Stauchmoränen entwickelt haben. Zu den gleichen Feststellungen kam auch G. SEIFERT (1954). — Es ist durchaus möglich, daß sich im Verlauf der geologischen Erkundungsarbeiten auch in Mecklenburg und Brandenburg Zusammenhänge zwischen dem Auftreten von Salzstrukturen einerseits und Eisrandlagen oder glazigenen Deformationen andererseits ergeben. Allerdings müssen dazu erst die zahlreichen in den letzten Jahren geophysikalisch ermittelten Strukturen genauer abgebohrt worden sein.

So könnten z. B. Zusammenhänge zwischen den glazigenen Lagerungsstörungen des flözführenden Miozäns bei Ponitz (Blatt Perleberg), Kunow, Döllen und Gumtow (Blatt Glöwen) und den Strukturen Wilsnack und Barrenthin, zwischen den Deformationen des Pleistozäns und Miozäns von Schenkendorf und der Struktur Mittenwalde (bei Königs Wusterhausen) sowie zwischen den glazigenen Störungen des Beckentones von Niemeck und der dortigen Struktur bestehen. In diesem Zusammenhang ist zu erwähnen, daß möglicherweise auch kausale Beziehungen zwischen den im Raume des Beckens von Buckow auftretenden Lagerungsstörungen des Miozäns und der im Untergrund nachgewiesenen Salzstruktur bestehen (E. HAMEISTER 1957). Jedoch sind das zunächst nur Vermutungen, da genauere geologische Angaben noch fehlen.

Abschließend ist nun noch die Wirkung morphologischer Hindernisse auf die Eisbewegung und die Bildung der glazigenen Lagerungsstörungen zu untersuchen. Grundsätzlich ist anzunehmen, daß diese Wirkungen von der Größe des Hindernisses, seiner Erstreckung relativ zur Bewegungsrichtung des Eises und der Bewegungsintensität (Nachschub, Mächtigkeit) des Inlandeises bzw. Eislobus abhängig sind.

Kleinere, d. h. relativ zur Größe des jeweiligen Eislobus wenig ausgedehnte Hindernisse (einzelne Kuppen) werden, wie schon K. v. BÜLOW (1939 a) forderte, mehr oder weniger störungslos vom Eise umflossen worden sein. Das gilt jedoch nach Ansicht des Verf. nur für kräftige Eisvorstöße. Wenn ein Eisvorstoß infolge der klimatischen Verhältnisse oder anderer Gründe bereits im Abklingen war, so konnten selbst kleinere Erhebungen im Eisvorland das weitere Vordringen des Eises wesentlich behindern und zu Eisauflastungen Anlaß geben. Auf diese Weise könnten vor derartigen kleineren Einzelhindernissen zwar recht intensive, aber sicher nur oberflächennahe glazigene Deformationen des Untergrundes entstehen. Die Art der Lagerungsstörungen wird sich dabei nach Art, Zustand und Formänderungsverhalten der vorliegenden Sedimente gerichtet haben, und es besteht durchaus die Möglichkeit, daß es gerade in dieser Situation unter Mitwirkung kleinerer Oszillationen des Eisrandes zu einer Aufstapelung von Moränenschuppen (vgl. K. v. BÜLOW 1937, 1939, 1955) kam. Außerdem mußte aber auch selbst vor kleinsten Hindernissen eine Aufrichtung der inglazialen Scherflächen gegen die Bewegungsrichtung des Eises erfolgen, d. h., es mußte sich das „behinderte Fließen“ im Sinne von M. DEMOREST bzw. das „passive Fließen“ J. F. NYES einstellen. So entstand das in den jungpleistozänen Geschiebemergeln

⁵⁶ Ob allerdings der von K. GRIPP in der genannten Arbeit postulierte Mechanismus des Salzaufstieges zutrifft, erscheint noch fraglich.

des norddeutschen Flachlandes des öfteren beobachtete schuppenförmige „Scherflächengefüge“ (K. RICHTER, G. SEIFERT).

Ausgedehnte, langgestreckte morphologische Hindernisse mußten die Eisbewegung demgegenüber erheblich stärker beeinflussen, und zwar unterschiedlich je nachdem, ob die Streichrichtung der Erhebungen mehr oder weniger rechtwinklig zur Bewegungsrichtung des Eises oder mit dieser parallel verlief. Erstreckte sich der Höhenzug quer zum vorstoßenden Eisrand, so mußte das Eis gestaut werden und konnte eine verstärkte Schubbeanspruchung gegen das Hindernis und auf den Untergrund ausüben. Dabei wurde zunächst das Hindernis selbst, sofern es aus Lockerablagerung aufgebaut war, zusammengestaucht. Außerdem konnte sich aber auch die vom Eise ausgehende Schubbeanspruchung tiefer in den Untergrund (vgl. die schematischen Kräftepläne bei O. ROETHE 1932, S. 212) sowie auf das Vorland des Hindernisses auswirken und hier, sofern die bodenmechanischen Verhältnisse günstig waren, entsprechende Schichtstörungen verursachen. Trotzdem ist es nach Ansicht des Verfassers schwierig, sich vorzustellen, daß durch die Stauung des Eisrandes vor einem derartigen Reliefhindernis Lagerungsstörungen bis zu einer Tiefe von über 100 m verursacht wurden — es sei denn, man nimmt an (ähnlich wie G. SCHULZ 1929 und O. ROETHE 1932), daß die Eismassen an einem hochragenden Steilrande einer tektonisch gebildeten Hochscholle gestaut und die Schichtenfolgen in dieser Hochfläche zusammengestaucht wurden. Da aber — wie erwähnt — keine Anzeichen dafür vorliegen, daß das pleistozäne Inlandeis derartige hohe Schollenränder in Mitteldeutschland vorfand, bleiben die genannten Bedenken bezüglich der Tiefenreichweite der Deformationen vor morphologischen Hindernissen bestehen.

Aber nicht nur quer zum Eisrand, sondern auch in Richtung des vordringenden Eises streichende größere Reliefhindernisse beeinflussten maßgeblich die Eisausbreitung und konnten kräftige glazigene Untergrundbeeinflussungen bewirken. Hindernisse dieser Art wirkten als „Strompfeiler“ gegenüber dem vorstoßenden Eis und gaben Anlaß zur Entstehung mehr oder weniger tiefer Kerben innerhalb des Eisrandes. Auf die Bedeutung von derartigen Strompfeilern für die Gestaltung des Eisrandes und den Verlauf der Endmoränen ist schon vor mehr als 20 Jahren am Beispiel der jungweichseiszeitlichen Randlagen im norddeutschen Flachlande von K. BEURLEN, K. v. BÜLOW und z. T. auch von F. SOLGER (der in den Strompfeilern ausschließlich tektonisch gebildete Hindernisse erblickte) hingewiesen worden.⁵⁷ In neuerer Zeit hat sich besonders K. GRIPP mit seinen Schülern den Erscheinungen der Kerb-Stauchmoränen in Schleswig-Holstein gewidmet und u. a. gezeigt, daß auch Salzstrukturen als Strompfeiler wirken konnten. In Hinblick auf die glazigenen Lagerungsstörungen sind diese Kerben im Eisrand und die in ihnen gebildeten Kerbstauchmoränen deswegen von besonderer Bedeutung, weil hier durch die zweiseitige glazigene Beanspruchung einmal recht intensive Deformationen des Untergrundes verursacht werden konnten und zum anderen die Möglichkeit gegeben ist,

⁵⁷ Es sei erwähnt, daß auch W. FRIES (1933) für die glazigenen Flözstörungen auf dem Grünberger Höhenrücken eine Entstehung im Gebiet zwischen zwei Gletscherloben annahm und diese Gliederung des Eisrandes auf ein präexistierendes Hindernis zurückführte.

das Vorkommen von zwei verschiedenen Streichrichtungen der Großstörungen innerhalb eines eng begrenzten Gebietes zu erklären. Besonders eindrucksvolle Beispiele für derartige Kerbstauchmoränen stellen die großen glazigenen Störungsgebiete von Jasmund/Rügen (R. BRINKMANN 1953, K. v. BÜLOW 1955 u. a.) und von Heiligenhafen (G. SEIFERT 1954) dar. Aber nicht nur in Norddeutschland, sondern auch in den mitteldeutschen Braunkohlengebieten kann man das ehemalige Vorhandensein von Kerben im Eisrand auf Grund entsprechender Flözdeformationen rekonstruieren. Als Beispiele seien, abgesehen von den Rändern der schon mehrfach erwähnten Faltenbögen von Schmiedeberg-Kemberg, Muskau und Gubin (Guben), die intensiven Deformationen des Miozäns (jeweils mit einem Wechsel in der Streichrichtung der Großsättel) im Gebiet südlich Drebkau, in den Rauenschen Bergen bei Fürstenwalde (vgl. F. WAHNSCHAFFE 1906 und 1915) sowie bei Freienwalde/Oder angeführt. Allerdings ist es leider z. Z. noch nicht möglich, bei allen diesen Gebieten nähere Aussagen über die Art des Hindernisses zu machen. Das ist besonders hinsichtlich der Entstehung der Faltenbögen sehr zu bedauern. Man wird immer wieder geneigt sein, diese entsprechend dem Stauchmoränenbogen des Usher-Gletschers (Tafel 30/5) als Aufstauhungen des Untergrundes am Rande eines in seiner Ausbreitung sowohl seitlich als auch an der Stirn behinderten Eislobus zu erklären, ohne jedoch Angaben über die Art der Behinderung machen zu können.

3.53 Morphologisch an der Erdoberfläche nicht in Erscheinung tretende (Tiefen-)Hindernisse

Seit den Arbeiten von K. GRIPP (1927, 1929) auf Spitzbergen und der von ihm getroffenen Feststellung, daß zur Auslösung des glazigenen Störungsvorganges nicht unbedingt morphologische Hindernisse erforderlich seien und schon die Behinderung der Eisbewegung durch die Ablagerungen des Eisvorlandes zur Entstehung entsprechender Deformationen des Untergrundes ausreichen würde, ist die letztgenannte Anschauung mehrfach zur Erklärung der Bildung von größeren glazigenen Flözdeformationen in Mitteldeutschland angewendet worden (z. B. O. ROETHE 1932, W. FRIES 1933, F. ILLNER jun. 1933, F. BERGER 1937). Obwohl grundsätzlich nicht zu bezweifeln ist, daß das Vorland des Eises gegenüber dessen Bewegung und Schubwirkung als Widerlager wirken muß, führt gerade die Annahme dieser Ansicht zwangsläufig zu der Frage, warum die glazigenen Deformationen in Nord- und Mitteldeutschland nicht überall, sondern recht ungleichmäßig verteilt vorkommen. Es bleibt somit die Forderung bestehen, daß entweder die Schubbeeinflussung des Untergrundes lokal verstärkt wurde oder aber leichter und schwer deformierbare Gebiete miteinander abwechselten. Das Formänderungsverhalten der Schichten und Schichtenfolgen des norddeutschen Vereisungsgebietes wurde bereits besprochen, und es bleibt zu untersuchen, ob man berechtigt ist, morphologisch an der Erdoberfläche nicht in Erscheinung tretende Hindernisse als Ursachen lokal verstärkter Schubwirkungen anzunehmen.

Als Tiefenhindernisse dieser Art wird man zunächst in gewisser Beziehung alle wegen ihrer petrographischen Beschaffenheit, ihrer Konsistenz und ihrem Zustand — d. h. allgemein nach ihrem Formänderungsverhalten — „starr“ reagierenden, druckfesten Schichten größerer Mächtigkeit oder entsprechende Schichtenfolgen bezeichnen können. Nach den Erörterungen im Kapitel 3.4 sind das einmal sandig-kiesige Lockersedimente, zum anderen tiefgründig gefrorene Ablagerungen und innerhalb derselben wiederum gefrorene Sande und Kiese. Eine überwiegend sandig-kiesige Schichtenfolge im Eisvorland wird zweifellos dem Eisschub einen größeren Widerstand entgegengesetzt haben als eine vorherrschend tonige. Das gleiche gilt für einen gefrorenen Untergrund gegenüber einem ungefrorenen. Daraus folgt, daß bei Veränderungen der Schichtenfolge, z. B. vor mit sandig-kiesigen Sedimenten ausgefüllten Erosionsrinnen, oder bei einem Wechsel von ungefrorenem Boden zu tiefgründiger Bodengefrorenis durch lokale Verstärkungen der glazigenen Schubbeanspruchung sowohl vor dem starren, druckfesteren Bereich als auch bei weiterer Annäherung des Eisrandes innerhalb desselben Lagerungsstörungen verursacht werden konnten. Hinsichtlich der Art der Deformation ist zu erwarten, daß vor einem derartigen „starreren Block“ alle Formen von plastischen Deformationen, Auffaltungen, Faltenüberschiebungen bis zu reinen Schuppen, innerhalb des Blockes jedoch ausschließlich Bruchverformungen (einschließlich von Schuppen) möglich sind.

Außerdem können als Tiefenhindernisse aber auch im Untergrund des Eisvorlandes verborgene, innerhalb der Tiefenreichweite des Eisschubes liegende Aufragungen des prätertiären Untergrundes gewirkt haben, und zwar:

1. durch Abtragungsvorgänge während des Pleistozäns in Oberflächennähe gerückte Kuppen kristalliner Gesteinskörper (z. B. Quarzporphyre) und Erhebungen des (im südlichen Mitteldeutschland) paläozoischen Untergrundes,
2. durch intrapleistozäne orogenetische oder salztektonische Bewegungen gehobene Schollen oder Zonen des Untergrundes.

Hinsichtlich der Möglichkeiten des Vorkommens derartiger Tiefenhindernisse gelten die gleichen Verhältnisse wie für die entsprechenden morphologischen Hindernisse (Abschnitt 3.52)

Über die Wirkungen der nicht morphologisch in Erscheinung tretenden Hindernisse für die Bildung der glazigenen Deformationen bzw. die Auslösung des Störungsvorganges können nur wenige allgemeine Aussagen gemacht werden. Obwohl entsprechende aktuogeologische Beobachtungen fehlen, ist anzunehmen, daß es zumindest unmittelbar vor starr reagierenden bis zur Oberfläche reichenden Schichtenfolgen genau wie vor morphologischen Hindernissen zu einer Aufrichtung der inglazialen Scherflächen und zu einem gewissen „Vorkragen“ der hangenden Teile des Inlandeisrandes gegenüber den liegenden (K. v. BÜLOW 1937) kommen muß. Dementsprechend ist auch mit dem Auftreten einer mehr oder weniger intensiven Verschuppung vor einem Hindernis dieser Art zu rechnen (Tafel 16/5–7), jedoch können selbstverständlich beim Vorhandensein von Ablagerungen mit entsprechendem Formänderungsverhalten (Tone, Braunkoh-

len) durch die Schubverstärkung hier auch Verfaltungen entstehen. Außerdem kann man annehmen, daß in einem derartigen starren Block im Eisvorland die Tiefenreichweite des Eisschubes durch das in sich starre Verhalten der Schichten vergrößert wird, d. h. hier besonders tiefreichende Aufschuppungen auftreten – sofern ein geeigneter Abscherungshorizont im Liegenden (Tonschicht; nicht gefrorener Untergrund unter einem Dauerfrostboden) vorhanden ist (z. B. Ülsener Stauchendmoräne). Vor Tiefenhindernissen aus Aufragungen fester Gesteine können je nach deren Tiefenlage und der vorliegenden Schichtenfolge (Konsistenz usw.!) zweifellos ebenfalls tiefreichende Lagerungsstörungen entstehen. – In Übereinstimmung mit diesen Forderungen kann man feststellen, daß es in den mitteldeutschen Braunkohlengebieten möglich sein wird, glazigene Deformationen vor morphologisch an der Erdoberfläche nicht in Erscheinung tretenden (Tiefen-)Hindernissen der beschriebenen Arten des öfteren zu beobachten.

Dafür seien folgende Beispiele angeführt:

- Gelegentliches Auftreten von Flözdeformationen vor den besonders in der Niederlausitz verbreiteten vorhandenen tiefen, überwiegend mit sandig-kiesigen Ablagerungen ausgefüllten Erosionsrinnen innerhalb der tertiären Schichtenfolge;
- die Lagerungsverhältnisse des oberoligozänen Kohlenflözes und des Deckgebirges im Tagebau Golpa IV sowie am Südrande des Kohlenfeldes Golpa III (Einzelheiten siehe Abschnitt 4.21);
- glazigene Deformationen vor unterirdischen Quarzporphyrkuppen im Braunkohlenfeld Muldenstein bei Bitterfeld (vgl. Abschnitt 3.21, Bild 6);

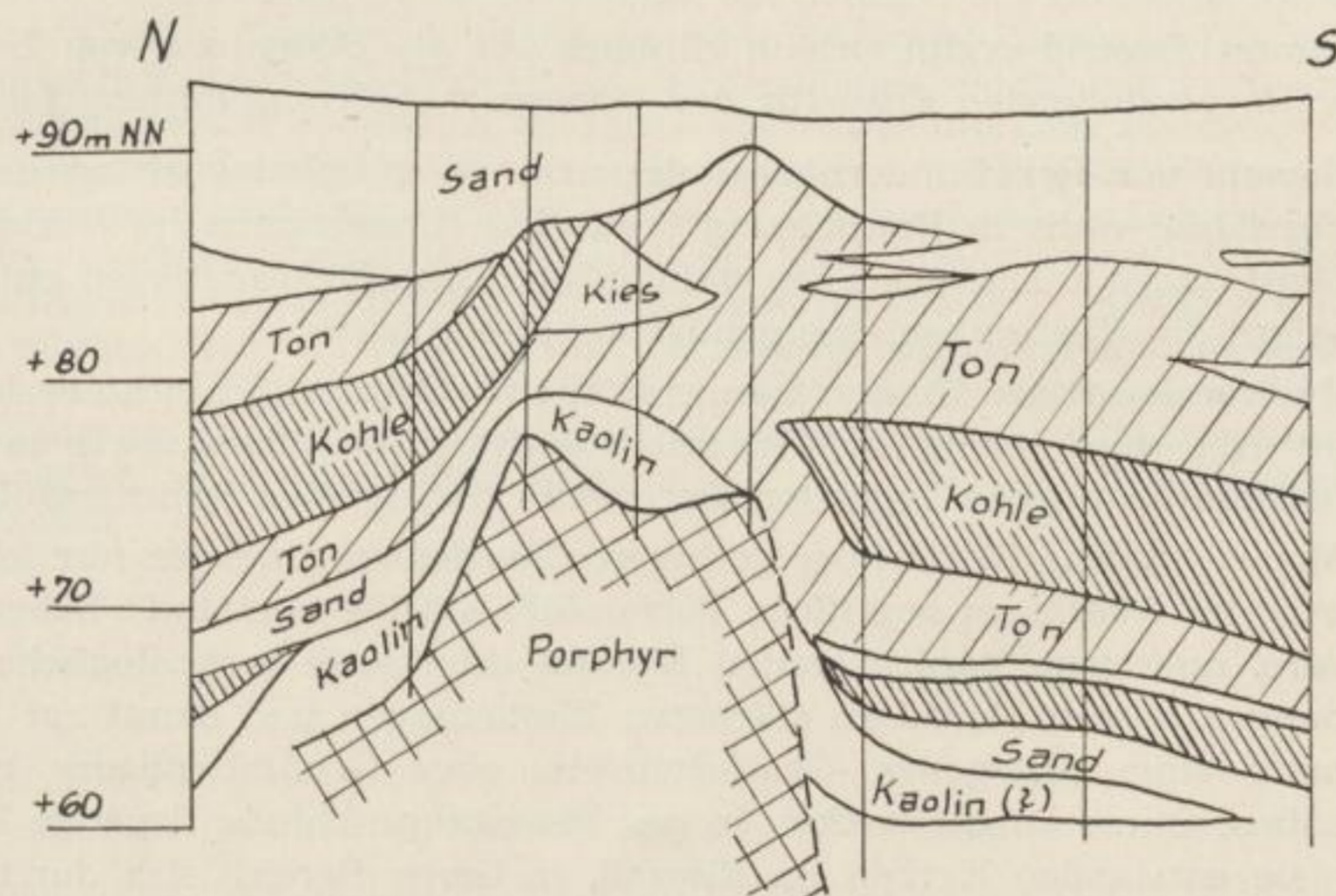


Bild 6. Lagerungsverhältnisse im Bereich einer Porphyrykuppe östlich Muldenstein. Längen ca. 1 : 5500

- d) außerordentlich intensive Flözstörungen vor unterirdischen Basaltkuppen im Braunkohlenbecken von Berzdorf a. d. Eigen (siehe Tafeln 1 bis 3);
- e) kräftige, teils plastische, teils rupturale Deformationen der Kohlenflöze und des Deckgebirges im Becken von Klein Saubernitz nordöstlich Bautzen vor den randlichen Aufragungen des Paläozoikums;
- f) Flözstörungen im Gebiet Bernsdorf–Zeissholz (F. HEINICKE 1905/06) vor dem im Pleistozän sicher nur als Tiefenhindernis vorhandenen Grauwackenzug von Ossling–Weissig;
- g) Flözdeformationen vor in der Morphologie nicht hervortretenden, durch posthume tektonische Bewegungen gebildeten Schollenrändern im Bereich des Lausitzer Hauptabbruches (vgl. S. 122);
- h) Vorkommen der in sich starren, vorwiegend aus Sanden und Kiesen bestehenden Großschuppen in der Stauchmoräne der Ülsener Berge (W. RICHTER u. a. 1951);
- i) kräftige Verschuppung einer aus mächtigen, jungtertiären Tonen und Kohlenflözen (geringe Scherfestigkeit!) bestehenden Schichtenfolge vor einer im Untergrund verborgenen Aufwölbung der liegenden miozänen Sande und Kiese (große Scherfestigkeit) im Gebiet von Wronke (J. HESEMANN 1943);
- j) es besteht die Möglichkeit, daß der warthestadiale Eislobus von Muskau–Weißwasser am weiteren Vordringen durch die tiefgründig gefrorenen mittelpleistozänen Schichtenfolgen im Gebiet von Trebendorf (heutige Trebendorfer Hochfläche) gehindert wurde, die damit zur Entwicklung einer Eisrandlage und letztlich auch des Muskauer „Faltenbogens“ Anlaß geben konnten.

Zusammenfassend ergibt sich in Hinblick auf die Bedeutung von Behinderungen des vorstoßenden Eises für den glazigenen Störungsvorgang folgendes:

1. Sowohl vor Reliefhindernissen als auch vor morphologisch an der Erdoberfläche nicht in Erscheinung tretenden Hindernissen im Vorland der pleistozänen Inlandeismassen mußten glazigene Deformationen entstehen, sofern die Hindernisse eine genügende Größe hatten.
2. Der vor derartigen Hindernissen entstehende Störungstyp richtete sich nach der Art, Ausdehnung und Orientierung des Hindernisses sowie nach dem bodenmechanischen Verhalten der jeweils vorliegenden Schichtenfolge.
3. Morphologische Hindernisse geringerer Ausdehnung werden nur schwache bzw. im Abklingen begriffene Eisvorstöße stärker beeinflußt haben. Größere, quer zum vordringenden Eisrand orientierte morphologische Erhebungen müssen Anlaß zu stärkeren Eisstauungen und damit zur Entstehung eines glazigenen Großschuppen- oder Großfaltenbaues gegeben haben. Durch langgestreckte, in der Bewegungsrichtung liegende Hindernisse entstanden Kerben im Eisrand, in deren Bereich sich durch zweiseitige Beanspruchung oftmals Kerbstauchmoränen mit sehr intensiven glazigenen Großstörungen bildeten.

4. Es besteht im nord- und mitteldeutschen Vereisungsgebiet die Möglichkeit, daß das Eis sowohl durch exogen-dynamisch gebildete Oberflächenformen (fluviatil oder glazigen) als auch durch tektogene (orogenetische und salztektonische) Hindernisse beeinflußt wurde. Der definitive Nachweis des Vorhandenseins von Formen der erstgenannten Gruppe ist wegen ihrer leichten Zerstorbarkeit meist sehr schwierig. Zur genaueren Beurteilung der Häufigkeit und Verbreitung tektonisch gebildeter Hindernisse sind unsere Kenntnisse über den prätertiären (in Norddeutschland: präpleistozänen) Untergrund noch zu gering.
5. Als Tiefenhindernisse können Aufragungen des prätertiären Untergrundes sowie größere starr reagierende, druckfeste Schichtenfolgen gewirkt haben. Es besteht die Möglichkeit, daß im Bereich von Hindernissen der letztgenannten Art besonders tiefreichende Deformationen entstehen konnten.

In diesem Zusammenhang ist noch auf folgendes hinzuweisen. In einigen Störungsgebieten gewinnt man den Eindruck, daß auch auf der Leeseite (bezogen auf die Bewegungsrichtung des Eises) eines größeren Hindernisses beziehungsweise durch das Abgleiten des Eises von einer „Hochfläche“ in eine anschließende Geländesenke größere Deformationen des Untergrundes entstehen können. Theoretisch wäre das durchaus denkbar, denn beim Übertritt des auf einem Hang abgleitenden Eises auf eine mehr oder weniger ebene Talfläche muß zwangsläufig ein verstärkter Druck und Schub auf den Talboden ausgeübt werden (Übergang vom „aktiven“ zum „passiven“ Fließen J. F. NYES). Derartige Verhältnisse könnte man z. B. beim Braunkohlenbecken von Berzdorf a. d. Eigen annehmen. Nach dem Streichen der Flözsättel drang das Eis in diesem Gebiet nicht aus östlicher Richtung, d. h. aus dem Neißetal, sondern aus WNW bis NW über die Höhen von Jauernick ein. Sofern die damalige Morphologie etwa der heutigen entsprach, wäre es möglich, die intensiven glazigenen Flözdeformationen in diesem Raum teils in der beschriebenen Weise und teils durch anschließende Stauungen vor einem Tiefenhindernis (Basalte am Südrand des Berzdorfer Beckens) zu deuten. — Ähnliche Verhältnisse könnte man für die Deformationen im Gebiet Finkenheerd annehmen, wo die Streichrichtungen der Großfalten und Schuppen auf eine Schubbeanspruchung aus N bis NNE, d. h. auf ein Vordringen des Eises aus dieser Richtung in das heutige Schlaubetal hinweisen (siehe Beilagen 4, 5, 18). — Obwohl mit der Entstehung von glazigenen Lagerungsstörungen im Lee eines morphologisch in Erscheinung tretenden größeren Hindernisses eine weitere Deutungsmöglichkeit für den allgemeinen Störungsvorgang gegeben ist, wird man von dieser Erklärung nur dort Gebrauch machen dürfen, wo das Vorhandensein einer entsprechenden Morphologie zur Zeit der glazigenen Beanspruchung wahrscheinlich gemacht oder nachgewiesen werden kann. Leider ist das z. Z. weder im Gebiet von Berzdorf noch im Raume von Finkenheerd möglich, so daß die obigen Angaben z. Z. nur einen rein hypothetischen Charakter haben.

4

Regionale Betrachtungen

4.1

ALLGEMEINES

In nahezu allen während des Pleistozäns von Inlandeismassen bedeckten Gebieten kommen mehr oder weniger tiefreichende glazigene Lagerungsstörungen des Untergrundes vor. Außer in Nord- und Mitteldeutschland sind derartige Deformationen vor allem aus den nördlichen und östlichen Teilen Hollands, aus England, Dänemark (Lønstrup Klint, Möens Klint usw.), Westpolen und dem europäischen Teil der UdSSR beschrieben worden. — Es sei bemerkt, daß nach den Berichten von S. v. BUBNOFF (1940) und G. GÖTZINGER (1935) die Mehrzahl der stärkeren glazigenen Stauchungen in der Sowjetunion offenbar ebenfalls typische „Hindernismwirkungen“ darstellen. — Auch in Nordamerika sind nach M. L. FULLER (1914) u. a. durch die pleistozänen Inlandeismassen verursachte Lagerungsstörungen weit verbreitet, allerdings scheinen sie hier nicht so tiefreichend wie im mitteleuropäischen Raum zu sein. Aus dem nordasiatischen Gebiet sind dem Verf. bisher keine stärkeren glazigenen Deformationen bekannt geworden. In Hinblick auf die Passivität und geringe Beweglichkeit der pleistozänen Eismassen im nördlichen Asien (z. B. R. F. FLINT und H. G. DORSEY 1945, N. A. NAGINSKI 1954) gegenüber den Verhältnissen Mittel- und Nordeuropas erscheint es durchaus möglich, daß glazigene Untergrundstörungen im nordasiatischen Vereisungsgebiet mehr oder weniger vollständig fehlen.

In diesem Zusammenhang sei erwähnt, daß vereinzelt auch Beobachtungen über glazigene Störungen von präquartären Vereisungen vorliegen. Nachdem schon von mehreren Autoren über das Vorkommen von kleinen Fältelungen und Stauchungen in gebänderten Schiefen (Bändertone!) im Liegenden der permokarbonen Tillite von Südamerika und Australien berichtet worden war, hat neuerdings E. KRENKEL (1957) auf größere glazigene Verfaltungen innerhalb der 1500 m mächtigen gotlandischen Tafelberg-Sandstein-Serie der Kapformation hingewiesen. Innerhalb dieser Serie kommt etwa 300 m unter ihrer Oberfläche ein über größere Flächen verbreiteter Tillit vor, in dessen Liegenden der Sandstein verfaltet ist. E. KRENKEL (1957, S. 289) schreibt: „Bei Stellenbosch ist in ungefalteten Schichten eine 100 m hohe Zone aus Sandstein durch den Druck des von NW heranrückenden Eises zusammengestaucht; die Spitzen der Sättel sind scharf geköpft und unkonform von Tillit überlagert. Unter ihm liegt ein Geschiebepflaster mit Schrammen in NW/SO. Nach oben geht der Tillit in fluvio-glaziales Konglomerat über, dem Bändertone und Sandsteine folgen.“ — Soweit dem Verfasser bekannt, handelt es sich hierbei einerseits um die ältesten, andererseits einzigen bisher bekanntgewordenen präquartären, glazigenen Groß-Störungen. Die Lagerungsverhältnisse zeigen, daß die Ablagerungen im Liegenden des Tillits z. Z. der Vereisung weitgehend unverfestigt waren. Interessant ist die Feststellung eines Geschiebepflasters zwischen der glazigen gestörten Schichtenfolge und dem Tillit. Entsprechende Verhältnisse treten auch bei jungpleistozänen Störungen in Mitteleuropa auf, z. B. im Tagebau Helene-Süd bei Finkenheerd zwischen der glazigen gestörten Schichtenfolge (Tertiär und älteres Pleistozän) und den diskordant darüberliegenden jungpleistozänen Sanden und Kiesen (Tafel 18/7). Wahrscheinlich handelt es sich bei diesen geringmächtigen Geschiebepflastern um glazifluviatile Auswaschungsrückstände.

Die pleistozänen glazigenen Lagerungsstörungen haben seit jeher besonders in Mittel- und Norddeutschland stärkere wissenschaftliche Beachtung und Bearbeitung erfahren. Der Grund dafür dürfte außer in der Häufigkeit, Verbreitung und morphologischen Bedeutung der glazigenen Stauchungen in diesem

Gebiet vor allem in der Tatsache begründet sein, daß hier wirtschaftlich wichtige Ablagerungen, nämlich die tertiären Braunkohlen, von den Deformationen betroffen worden sind. Der Verf. beabsichtigte anfangs, alle bisher bekannten größeren Störungsgebiete des nord- und mitteldeutschen Raumes kurz zu erläutern und zu analysieren. Es zeigte sich jedoch, daß unsere Kenntnisse der geologischen Verhältnisse in den meisten Fällen noch nicht ausreichen, um eine einigermaßen brauchbare Analyse dieser Art durchzuführen. Das trifft leider ganz besonders für die zahlreichen, z. T. sehr interessanten Störungsgebiete im Raume der würm- (weichsel-)eiszeitlichen Vereisung des norddeutschen Flachlandes zu. Aber auch in den mitteldeutschen Braunkohlengebieten reichen oftmals die Aufschlußverhältnisse und unsere Kenntnisse des Untergrundes in der jeweiligen Umgebung nicht zu Aussagen über den allgemeinen Charakter der Lagerungsstörungen und ihre Entstehungsbedingungen aus. Daher wurden zu den regionalen Betrachtungen nur einige Gebiete des mitteldeutschen Raumes, vor allem der Lausitz, ausgewählt, in denen während der letzten Jahre gute Aufschlüsse, d. h. Möglichkeiten zur Beobachtung der Deformationen vorhanden waren, die geologische Situation der Umgebung durch Bohrungen mehr oder weniger gut bekannt ist und die besonders charakteristische Lagerungsverhältnisse aufwies bzw. besondere Aussagen über die Bildungsbedingungen der glazigenen Störungen gestatteten.

Grundsätzlich kann natürlich die folgende Darstellung nur dem derzeitigen Stand unserer Kenntnisse in Abhängigkeit von den Aufschlußverhältnissen und der Bohrlochdicke sowie -tiefe entsprechen. Soweit möglich und noch zugänglich, sind alle erwähnten Aufschlüsse (vor allem Tagebaue) vom Verfasser mehrfach befahren und untersucht worden. Daneben wurden mit Ausnahme der von einzelnen Braunkohlenwerken freundlicherweise zur Verfügung gestellten Unterlagen nur bereits publizierte Beobachtungen und Bohrergebnisse verarbeitet. Auf prognostische Aussagen über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs im Bereich noch unverritzter Kohlenfelder wurde i. a. verzichtet, da bei der Vielzahl der möglichen Störungsursachen die in den zum Abbau projektierten Feldern normalerweise vorhandenen Bohrungen nur selten sichere Aussagen über das Vorhandensein von Störungen zulassen und außerdem eine Verarbeitung der Vielzahl neuerer Kohlebohrungen den Rahmen der Arbeit bei weitem überschritten hätte.

4.2 DIE HOCHFLÄCHE VON GRÄFENHAINICHEN—SCHMIEDEBERG

Zwischen Bitterfeld, Wittenberg und Torgau, d. h. im wesentlichen zwischen Elbe und Mulde, liegt ein riß-(saale-)eiszeitliches Grund- und Endmoränengebiet, das allgemein unter dem Namen „Hochfläche von Gräfenhainichen—Schmiedeberg“ bekannt ist. Es wird beherrscht von dem großen Stauchmoränenbogen von Kemberg—Schmiedeberg. Aber auch westlich desselben wurden intensive Lagerungsstörungen der älteren pleistozänen und der tertiären Ablagerungen festgestellt, so daß hier insgesamt zwei Stauchungsgebiete zu unterscheiden sind.

4.21 Gebiet Gräfenhainichen—Muldenstein

Zwischen der Mulde und dem Kemberg—Schmiedeberger Stauchmoränenbogen liegen unter pleistozänen und jungtertiären Ablagerungen ausgedehnte

Vorkommen oberoligozäner Braunkohle, die im Raum Golpa—Muldenstein in mehreren Großtagebauen aufgeschlossen und nördlich Golpa—Gräfenhainichen erbohrt sind bzw. waren. Aus diesen Aufschlüssen und den zahlreichen Bohrungen, die z. T. auch den paläozoischen Untergrund erreichten, ergibt sich die nachfolgende vereinfachte Schichtenfolge (ohne Angabe der Mächtigkeiten).

Pleistozän:	„oberer“ Geschiebemergel oder -lehm bzw. dessen Auswaschungsrückstände (Saaleiszeit); Sande und Kiese mit vorherrschend einheimischen oder südlichen Geröllen; „unterer“, meist geschiebereicher Geschiebemergel (Elstereiszeit);
Präglazial:	Quarzkiese;
Miozän:	Quarzsande und meist sandige Tone (Zunahme der Mächtigkeit der Tone nach S);
Oberoligozän:	allgemein zwei Flöze mit einem zwischen weniger als 1 m bis über 10 m mächtigen Mittel aus Sanden und Tonen; nach SW keilt das obere Flöz aus, wobei gleichzeitig das untere an Mächtigkeit zunimmt; im Liegenden der Kohle meist Sande, z. T. auch Tone;
Mitteloligozän:	glaukonitische Sande (Stettiner Sand); Septarienton; unterer (Magdeburger) Sand;
Eozän:	graue Grobsande; Kohle; braune Tone; helle Feinsande;
Unterrotliegendes:	Schiefertone und Sandsteine; Quarzporphyr.

Lagerungsverhältnisse

Über die Lagerungsverhältnisse speziell der Braunkohle im Gebiet um Golpa wird in den Erläuterungen zu Blatt Gräfenhainichen (2. Aufl. 1937, S. 16) folgendes festgestellt:

„Die Lagerung der Braunkohle ist meist söhlig bis schwach geneigt, jedenfalls scheinen die Flöze keineswegs ein starkes Einfallen zu zeigen oder gar, wie zum Beispiel jenseits der Elbe am Südhang des Fläming und in der benachbarten Dübener Heide, zu steilen bis überkippten Sätteln und Mulden gefaltet zu sein.“

Entgegen dieser Feststellung haben die Tagebauaufschlüsse in der Umgebung von Golpa sowie neuere Bohrerergebnisse z. T. recht intensive Lagerungsstörungen ergeben und damit bewiesen, wie groß die Abhängigkeit unserer Kenntnisse über die glazigenen Deformationen von den Aufschlußverhältnissen und der Bohrlochdichte ist. Im Feld Golpa IV war es z. B. auch bei einem Bohrlochabstand von 50 m nicht möglich, ohne eine isometrische Raumbilddarstellung, wie sie nachträglich von A. SEICHTER (in R. HUNGER und A. SEICHTER 1955) angefertigt worden ist, die Form und Art der intensiven Flözstörungen einwandfrei zu erkennen. — Im Folgenden soll zunächst ein kurzer Überblick der in Aufschlüssen und Bohrungen festgestellten Lagerungsverhältnisse gegeben werden.

Tagebau Golpa I (nach Erl. zu Blatt Gräfenhainichen). Die pleistozänen und miozänen Ablagerungen sind vielfach miteinander verzahnt und „durcheinander geschoben“. (Ob davon auch die Kohle betroffen worden war, ist leider nicht mehr mit Sicherheit festzustellen, aber nach Aussagen von Werksangehörigen wahrscheinlich.) An einer Stelle trat eine Störung auf, an der das gesamte Hangende der Kohle um 2 bis 3 m verworfen war (ohne Richtungsangabe).

Tagebau Golpa II (nach eigenen Beobachtungen, Werksunterlagen und einer geologischen Meldearbeit von H. S. MÜLLER, Freiberg 1951). Während im

nördlichen Teil des Baufeldes allgemein ruhige Lagerungsverhältnisse angetroffen wurden, stellten sich mit dem Fortschreiten des Abbaues nach Süden einige etwa W—E streichende Flözsättel mit Verdrückungen des Flözes bis zu 2 m und Aufstauchungen der Kohle bis 20 m Mächtigkeit ein. Oftmals lagen auch in den hangenden Sanden und Tonen sowie im „unteren“ Geschiebemergel allochthone Kohleschollen unterschiedlicher Größe. Am Südrand des Baufeldes schließlich wurde eine steile, etwa W—E streichende Aufschuppung des Flözes (bis wenige Meter unter die Erdoberfläche reichend) angefahren (Beilage 13). — Allgemein war also eine Zunahme der Störungsintensität von Norden nach Süden festzustellen.

Kohlenfeld Marie (unter Benutzung der geologischen Meldearbeit von H. J. GEBHARDT, Freiberg 1952). Es handelt sich hier um ein südlich des Dorfes Golpa gelegenes Restfeld des Tagebaues Golpa I, das für einen späteren Abbau vorgesehen und mit einem Bohrlochabstand von 50 bis 75 m abgebohrt worden ist. Das Feld wird im wesentlichen von einem etwa 160 bis 200 m breiten, NE—SW streichenden Flözrücken gebildet, der nach NW steil, nach SE dagegen flach abtaucht. Die Mächtigkeit des fast nur aus Sanden, Kiesen und Geschiebemergel bestehenden Deckgebirges beträgt über dem Rücken nur etwa 8 bis 9 m. An mehreren Stellen wurde direkt im Hangenden der Kohle Geschiebemergel (unterer?) erbohrt. Sowohl die Hangend- als auch die Liegendfläche des Flözes ist offenbar recht unregelmäßig gestaltet. — Die bisherigen Kenntnisse reichen noch nicht aus, um sich ein klares Bild über die Lagerungsverhältnisse zu machen. Es muß jedoch mit der Möglichkeit komplizierter Lagerungsstörungen in der Kohle und im Deckgebirge gerechnet werden.

Tagebau Golpa IV (Pöplitz). Die bisher größte Störungsintensität wurde in dem südwestlich von Zschornowitz gelegenen, erst vor wenigen Jahren aufgeschlossenen und jetzt bereits ausgekohlten, kleinen Tagebau Golpa IV bei Pöplitz angetroffen. Eine allgemeine Übersicht der hier einstmals vorhandenen glazigenen Deformationen haben bereits R. HUNGER und A. SEICHTER (1955) gegeben. Die Hangend-, Liegend- und Mächtigkeitskurven des Flözes sowie das gute, von A. SEICHTER in obiger Arbeit veröffentlichte isometrische Raumbild der Flözoberfläche lassen deutlich die im Mittel NW—SE streichenden Aufsetzungen (Tafel 19/1, 2), die Höhen bis zu 25 m erreichten, erkennen. Der Abstand der Sattelachsen betrug etwa 100 bis 150 m. Im einzelnen konnten bei zahlreichen Befahrungen sowohl in der Kohle als auch im Deckgebirge eine große Zahl, z. T. recht komplizierter Kleinstörungen beobachtet werden (siehe Tafeln 19 und 20):

In der Kohle: Faltung und Fältelung, erkennbar am Verlauf der „hellen“ Bänder; Einpressungen des „unteren“ Geschiebemergels mit zahlreichen, teilweise großen nordischen Graniten und Gneisen aus dem Hangenden und vielleicht auch aus dem Liegenden (einige Bohrungen sollen unter dem Flöz Geschiebemergel angetroffen haben) in das Flöz (Tafel 19/4, 5, 6); Einpressungen von präglazialen und pleistozänen Sanden und Kiesen sowie von Tonen aus dem Hangenden (Tafel 19/7), wobei gelegentlich Einlagerungsformen auftraten, die bisher nicht einwandfrei gedeutet werden konnten (Tafel 19/8); vor allem im Bereich der Kohlesättel auftretende, etwa W—E streichende, meist steil nach Süden (!) einfallende Schubflächen; Gefügeänderungen

der Kohle (Brekzienkohle) — soweit feststellbar — in der gesamten Mächtigkeit des Flözes.

Im Deckgebirge: mannigfache Verquetschungen, Stauchungen und Faltungen vor allem in den feinsandigen Ablagerungen (Tafel 20/1); an einer Stelle, etwa 4 m über der Kohlenoberfläche in geschichteten Sanden, eine nach SE einfallende Verwerfung mit etwa 0,6 m Sprunghöhe (Tafel 20/8); trotz erheblicher Verstellungen waren in den Sanden sehr oft Kreuzschichtung und speziellere Strömungsstrukturen erhalten geblieben (Tafel 20/5, 6).

Neben diesen Kleinformen müssen drei allgemeine, die Gesamtsituation betreffende Beobachtungen vermerkt werden.

1. Wie aus dem erwähnten Raumbild ersichtlich ist, verengt sich das Baufeld nach Süden. In den Randgebieten des südlichen Tagebauteiles (vor allem am Südrand) erbrachten die Bohrungen meist außerordentlich große Kohlenmächtigkeiten, während sich das weiter südlich und östlich anschließende Gebiet als kohlenfrei erwies. Es lag die Vermutung nahe, daß hier am Rande des Feldes das Flöz stark aufgestaucht und aufgerichtet worden ist. Der Tagebauaufschluß bestätigte diese Vermutung. Besonders schön war die Steilstellung an den nahezu saiger bis steil nach N einfallenden Liegendsanden und -letten zu beobachten (Tafel 20/7). Gelegentlich wurde in diesem Feldesteil auch eine schuppenförmige Lagerung der hangenden Kohlensande beobachtet (Tafel 20/5).
2. Die starken Lagerungsstörungen im Deckgebirge traten vor allem an der Ost- und Südseite des Tagebaues auf (Tafel 20/3). Der westliche Abraumstoß zeigte auffälligerweise auch im südlichen Feldesteil — soweit erkennbar — relativ ruhige Lagerungsverhältnisse.
3. Die gesamte gestörte Schichtenfolge des Tertiärs und älteren Pleistozäns wird diskordant von jüngeren geschichteten Sanden und Kiesen oder (bzw. und) dem „oberen“ Geschiebemergel in stark wechselnder Mächtigkeit überlagert. Besonders klar war diese diskordante Überlagerung wiederum am östlichen und südlichen Abraumstoß zu erkennen (Tafel 20/4).

Obwohl diese kurze Darstellung nur ein allgemeines Bild von den Lagerungsverhältnissen in diesem Abbauelfeld vermitteln kann, zeigt sie doch die wesentlichsten Merkmale der Deformationen und läßt die Schwierigkeiten erkennen, die hier beim Abbau der Kohle zu überwinden waren.

Nordfeld Golpa (nach der geologischen Meldearbeit von W. ÖHME und H. J. NOACK, Freiberg 1955). Das oberoligozäne Braunkohlenvorkommen setzt sich vom Gebiet des Tagebaues Golpa II nach Norden über Gremmin—Zschiesewitz bis in die Gegend von Schleesen fort. Es sind hier zwei durch ein maximal 15 m, meist jedoch geringer mächtiges, teils sandiges und teils toniges Zwischenmittel getrennte Flöze vorhanden. Die Liegendkurven des unteren, meist geringmächtigen Flözes lassen mehrere SW—NE und W—E streichende Aufwölbungen erkennen, die sich auch in der Hangfläche des oberen Flözes (Hauptflözes) bemerkbar machen. Dabei treten vereinzelt in dem im Mittel 3 bis 5 m mächtigen oberen Flöz Verdrückungen bis zu weniger als 1 m sowie Aufpressungen der Kohle bis 20 m Mächtigkeit auf. Lagerungsstörungen dieser Art sind nach den

Bohrergebnissen vor allem im Gebiet Gremmin—Schleesen vorhanden. Interessanterweise wird gerade hier das Liegende der Kohle von Tonen gebildet, während sonst überwiegend braune scharfe Sande unter dem unteren Flöz liegen. Das Hangende der oberoligozänen Kohle besteht aus vermutlich miozänen Quarzsanden und -kiesen, einem älteren, scheinbar z. T. mitgestörten Geschiebemergel, „nordischen“ Sanden und Kiesen sowie einer zwischen Gräfenhainichen und Gremmin geschlossenen Decke eines jüngeren Geschiebemergels. Weitere, genauere Angaben über die Lagerungsverhältnisse von Kohle und Deckgebirge in diesem Raum sind z. Z. noch nicht möglich.

Kohlenfeld Muldenstein (nach den geologischen Meldarbeiten von G. SCHULZE und H. BOGNITZ, Freiberg 1954; H. KORUS, Freiberg 1955). Etwa 2 bis 3 km südlich des Tagebaues Golpa IV (Pöplitz) beginnt das bereits zum engeren Bitterfelder Bezirk gehörende Kohlenfeld Muldenstein, welches sich nach SSE bis an die Mulde bei Pouch erstreckt und jenseits derselben im Kohlenfeld Goitsche seine Fortsetzung findet. Die folgenden Angaben beziehen sich ausschließlich auf den nördlich der Linie Friedersdorf—Schlaitz gelegenen Feldesteil. Die Lagerungsverhältnisse sind hier besonders interessant, weil das im Mittel 8 bis 9 m mächtige Flöz (meist mit einem tonigen oder sandigen Zwischenmittel von etwa 2 m) an einigen Stellen dem im Gebiet von Muldenstein vorkommenden Quarzporphyr sowie dessen kaolinisierten Verwitterungsprodukten auflagert und von einzelnen Quarzporphyrkuppen durchstoßen wird, welche z. T. sogar die Erdoberfläche erreichen. Das Hangende der Kohle wird von tertiären Tonen und Sanden, präglazialen (?) Kiesen, einem älteren Geschiebemergel, geschichteten Sanden und einem jüngeren Geschiebemergel oder -lehm bzw. sandig-kiesigen Moränenresiduen gebildet. — Die Bearbeitung der im allgemeinen in Abständen von 100 m niedergebrachten Bohrungen (nur im Nordteil auf 50 m Abstand verdichtet) ließ teilweise recht unregelmäßige Lagerungsverhältnisse erkennen. Allerdings sind die beiden größten „Störungen“ (im bergmännischen Sinne) sicher nicht glazigener Natur: die NE—SW streichenden Friedersdorfer und Schlaitzer Rinnen, in deren Bereich das Flöz nahezu völlig zerstört ist. Es handelt sich hierbei um zwei Erosionsrinnen, die wahrscheinlich durch die von einem nordöstlich gelegenen Eisrand zum Muldetal strömenden Schmelzwässer gebildet worden sind. Als glazigene Lagerungsstörungen können nur einige etwa W—E streichende Faltungen des Flözes und des tertiären Deckgebirges, einige wenige Flözaufpressungen (bis 17 m Mächtigkeit) sowie im Bereich der Porphyrokuppen Abscherungen von Flözschollen und Einpressungen von hangenden Sanden und Tonen in die Kohle (Bild 6) bezeichnet werden. Allgemein sind jedoch derartige Deformationen offenbar nicht häufig, und es sind auch — soweit dem Verfasser bekannt — im Verlaufe des bisherigen Aufschlusses und Abbaues, der zunächst die „Porphyrintseln“ umgeht, noch keine stärkeren glazigenen Beeinflussungen des Flözes festgestellt worden.

Weitere Einzelvorkommen. Westlich des Raumes von Golpa—Zschornowitz ist bisher nur wenig über die Lagerungsverhältnisse der Kohle bekannt. In der Erläuterung zu Blatt Raguhn wird nur das Vorkommen von

Braunkohle in 8,95 bis 10,5 m Tiefe südlich Sollnitz und der frühere Bergbau bei Retzau erwähnt. Auf Grund von Bohrungen im letztgenannten Gebiet werden zwei Profile dargestellt, nach denen das in 3 bis 12 m Tiefe gelegene Flöz leicht gefaltet ist. Außerdem soll in diesem Gebiet am Ostrand des Muldetales an einigen Stellen Braunkohle von mehr als 2 m Mächtigkeit unter einer z. T. weniger als 2 m mächtigen Geschiebesanddecke festgestellt worden sein. Bemerkenswert ist, daß etwa 1,2 km südlich der Bohrungen von Retzau wiederum der Muldensteiner Quarzporphyr kuppenförmig die Erdoberfläche erreicht (drei kleine Porphyrsteinbrüche 1 km ostwärts Kleckewitz).

Aus dem Gebiet südlich Gräfenhainichen erwähnt O. v. LINSTOW (in G. KLEIN 1927), daß in der Grube Barbara ein Flöz von 2 bis 16 m Mächtigkeit unter 6 bis 40 m (!) Deckgebirge gebaut wurde und hier „starke bis zum Zerreißen des Flözes entwickelte Aufpressungen“ vorhanden waren. Nähere Angaben konnten leider nicht in Erfahrung gebracht werden. — Schließlich sei noch kurz auf die in den Erläuterungen zu Blatt Bitterfeld-Ost erwähnte Tiefbohrung 218 bei Gröbern südwestlich Gräfenhainichen eingegangen. Der Bearbeiter dieses geologischen Kartenblattes, E. PICARD, deutet die hier unter einer 49,4 m mächtigen Decke pleistozäner Sedimente (Wechsellagerungen von Sanden, Kiesen und Geschiebemergel) durchbohrte tertiäre Schichtenfolge als „Tertiärscholle“:

„49,4 — 70,75 m	kalkhaltiger, grauer Ton
— 86,05 m	weißgrauer Sand
— 86,07 m	Kohle
— 91,00 m	hellgrauer Sand
— 91,65 m	Kohle
— 94,05 m	nordischer Kies
— 95,02 m	Kohle
— 111,02 m	nordischer Kies
— 114,35 m	Sand, schwach kiesig (Kohlespuren)
— 116,00 m	Kohle
— 117,07 m	nordischer Kies
— 119,35 m	Sand bis kiesiger Sand, braun
— 122,65 m	dito, nordisch

Liegendes: —158,01 m Unterrotliegendes (Schiefertone)“

Diese Deutung ist jedoch offensichtlich nicht ganz zutreffend. Wenn die Kiese — wie angegeben — wirklich nordisches Material enthalten, dürfte es sich entweder um eine mehrfache Verschuppung pleistozäner und tertiärer Schichten oder, in Hinblick auf die geringe Mächtigkeit der oberen drei Kohlen-„Flöze“, um Schichten umgelagerter Kohle innerhalb pleistozäner Sande und Kiese handeln. Im ersten Falle würde sich eine große Tiefenreichweite der glazigenen Beeinflussung des Untergrundes in diesem Gebiet, im letzteren eine lokal abnorme Mächtigkeit der pleistozänen Schichtenfolge ergeben. Da es sich leider nur um eine Einzelbohrung handelt, ist eine Entscheidung nicht möglich, und es wäre zu hypothetisch, aus dem Bohrresultat irgendwelche Schlußfolgerungen (Stapelmoräne o. ä.) abzuleiten.

Zur Genese der Lagerungsstörungen

Die Art und die Formen der in dem Untersuchungsgebiet auftretenden Schichtstörungen lassen erkennen, daß es sich überwiegend um dynamische Druckwirkungen handelt. Daß die im Nordfeld zwischen Gremmin und Schleesen durch Bohrungen festgestellten Flözdeformationen rein statische Aufpressungen darstellen, ist zwar möglich (größeres Grundmoränengebiet mit sonst geringen Störungen des Untergrundes, Streichen der „Aufpressungen“ offenbar N—S bis NE—SW), kann aber allein aus den Bohrungen nicht mit Sicherheit geschlossen werden. Die im Gebiet Golpa II und IV beobachteten Störungsformen zeigen indessen mit ganz wenigen Ausnahmen (Tafel 19/3) eindeutig eine Entstehung durch die Schubwirkung des Eises an, wobei natürlich entsprechend den Vorstellungen von F. WAHNSCHAFFE, K. GRIPP u. a. vor dem Eisrand zunächst Aufwulstungen des Untergrundes als Folge statischer Druckunterschiede (Belastung) entstanden sein können, die aber durch den weiteren Eisvorstoß dynamisch überprägt wurden.⁵⁸

In Hinblick auf die allgemeinen glazialmorphologischen und -geologischen Verhältnisse der Gräfenhainichen—Schmiedeberger Hochfläche liegt es nahe, die Lagerungsstörungen des Gebietes um Golpa als Stauchungswirkungen einer dem Kemberg—Schmiedeberger Eislobus benachbarten „Inlandeiszunge“ der späten Riß-(Saale-)Vereisung zu deuten. Dafür spricht die Feststellung, daß die gestörte Schichtenfolge einschließlich des älteren Geschiebemergels diskordant von einem jüngeren Geschiebemergel bzw. einer entsprechenden Grundmoränenablagerung überdeckt wird. Selbstverständlich besteht daneben die Möglichkeit, daß auch schon durch den Eisvorstoß, der beim Abschmelzen den älteren Geschiebemergel hinterlassen hat (Mindel-Elster-Vereisung?), Lagerungsstörungen in den liegenden tertiären Schichten verursacht wurden, die dann nochmals überprägt worden sind.

Welche Ursachen sind nun dafür anzugeben, daß die glazigenen Lagerungsstörungen hier in einigen relativ eng begrenzten Gebieten besonders intensiv sind? Die einfachste Antwort auf diese Frage wäre der Hinweis, daß im südlichen Teil der heutigen Tagebaufelder Golpa II und IV einstmals der Rand des oben genannten Eislobus lag und hier der Untergrund durch Oszillationen des Eisrandes besonders stark beansprucht wurde. Diese Erklärung kann jedoch nicht ganz befriedigen, denn südlich der genannten Tagebaue treten — nach einer störungsfreien Zone — im Feld Muldenstein wiederum Deformationen im Tertiär und Pleistozän auf. Es gilt daher zu untersuchen, welche anderen Ursachen zur genetischen Deutung der Störungen herangezogen werden können.

Am einfachsten sind die Deformationen im Bereich der Quarzporphyrkuppen bzw. -rücken des Muldensteiner Feldes zu erklären. Zweifellos handelt es sich hierbei um Hinderniswirkungen, d. h., vor den Porphyrrücken, die über die

⁵⁸ Wenn R. HUNGER und A. SEICHTER (1955, S. 37) schreiben, daß bisher ungeklärt ist, ob das vordringende oder das zurückweichende Eis die Deformationen verursacht haben, so ist festzustellen, daß es ein „Zurückweichen“ des Eises im Sinne einer Bewegung nicht gibt und „abschmelzendes“ Eis — mit Ausnahme der statischen Druckwirkungen im Gebiet größerer Tot-eismassen — keine wesentlichen Deformationen des Untergrundes verursachen kann.

normalerweise bei etwa + 50 bis + 60 m NN liegende Flözoberfläche aufragen, wurden die Schichten des Untergrundes durch das vordringende Inlandeis aufgestaucht. Die im Bereich dieses Feldes unmittelbar unter dem Flöz liegenden tonigen Ablagerungen begünstigen ein Abscheren des Flözes von seiner Unterlage, und es entstanden Aufschuppungen, wie sie in Bild 6 erkennbar sind, außerdem aber möglicherweise auch noch intensivere Störungen, wie Verknetungen, unregelmäßige Durchdringungen usw., die erst bei Aufschließung dieses Feldesteiles sichtbar werden.

Es sei bemerkt, daß die tatsächlichen Lagerungsverhältnisse im Bereich der Porphyrrücken (vor allem an deren Nord- und Ostflanke) vermutlich erheblich komplizierter sein werden, als die derzeitigen Bohrprofile es zeigen.

Der Muldensteiner Quarzporphyr erreicht aber nicht nur im Muldensteiner Feld das normale Niveau der Flözoberfläche und z. T. die Erdoberfläche, sondern er steht auch weiter nördlich zwischen Groß-Möhlau und Golpa sowie bei Kleckewitz an, und mehrere Bohrungen westlich von Zschornowitz haben ihn in wechselnder Teufe, allerdings stets unterhalb des Flözes angetroffen.⁵⁹ Es besteht somit die schon von R. HUNGER und A. SEICHTER (1955, S. 38/39) erwähnte Möglichkeit, daß auch außerhalb des Feldes Muldenstein unterirdische Quarzporphyrkuppen „als Widerlager bei der Zusammenstauchung des Flözes gewirkt haben“.

Um einen genaueren Überblick über das Relief des prätertiären Untergrundes zu erhalten, wurde versucht, aus den in den Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten Blatt Gräfenhainichen, Bitterfeld-Ost und Bitterfeld-West veröffentlichten sowie aus den dem Verf. vom BKW Golpa in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Bohrunterlagen eine Isohypsenkarte der prätertiären — in diesem Falle jungpaläozoischen — Landoberfläche im Gebiet Gräfenhainichen—Muldenstein zu entwerfen (Beilage 14). Obwohl sich durch eine Verdichtung des Bohrnetzes der Isohypsenverlauf in den jeweiligen Gebieten noch mehr oder weniger stark verändern dürfte, kann man sich aus der Karte doch eine allgemeine, großräumige Vorstellung von dem prätertiären Relief machen.

Im größten Teil des Gebietes wird die prätertiäre Landoberfläche von Gesteinen des Rotliegenden gebildet, nämlich unter-(oder ober-)rotliegenden Sandsteinen, Konglomeraten und Schiefertönen sowie den bereits erwähnten Quarzporphyren. Im Norden sind im Liegenden des Tertiärs erbohrte Arkosen dem Oberkarbon (Mansfelder Schichten) zugeordnet worden. In einzelnen Bohrungen wurde das Unterrotliegende offenbar auch durchteuft und darunter kulmische (?) Schiefer sowie in einem Falle (Bohrung 438 auf Blatt Gräfenhainichen bzw. Nr. 3/1924 des Bohrverzeichnisses vom BKW Golpa) „stark gefalteter Diabasporphyr“ des älteren Paläozoikums angetroffen.⁶⁰ Morphologisch treten zunächst zwei vom Muldensteiner Quarzporphyr gebildete Hochgebiete in

59 Die von R. HUNGER und A. SEICHTER (1955) auf Bild 12 ihrer Arbeit angegebenen Zahlen über die Tiefenlage des Quarzporphyrs in den einzelnen Bohrungen sind leider fehlerhaft. Auch die auf S. 38 der genannten Arbeit getroffene Feststellung, daß Bohrungen außerhalb des Muldensteinfeldes etwa in der Höhenlage des Flözes kaolinisierten Porphyr angetroffen hätten, ist infolge einer Verwechslung von Bohrteufe und Tiefenlage bezogen auf NN falsch.

60 Da eine genauere stratigraphische und petrographische Unterscheidung der den prätertiären Untergrund bildenden Gesteine für die vorliegende Fragestellung ohne wesentliche Bedeutung ist, wurden auf der Karte nur die Bohrungen besonders gekennzeichnet, in denen der Muldensteiner Quarzporphyr angetroffen wurde.

Erscheinung: das Gebiet Golpa/Groß Möhlau Kleckewitz mit einer Höhenlage von +30 bis +87 m NN und das östlich Muldenstein mit Höhen zwischen +50 bis +90 m NN. Im Bereich der stärksten Erhebungen steht der Porphyry jeweils dicht unter der Erdoberfläche an. Zu bemerken ist, daß sich das Hochgebiet östlich Muldenstein aus zwei NW-SE streichenden Rücken zusammensetzt, zwischen denen ein bis unter etwa +30 bis +40 m NN eingesenktes Tal liegt. Auch das nördliche Porphyrhochgebiet wird sich aus mindestens zwei Kuppen zusammensetzen, jedoch gestatten die vorliegenden Bohrungen noch keine genauere Gliederung. Zwischen den nördlichen und südlichen Porphyrhöhen liegt ein ENE-WSW bis NE-SW streichendes Tal, in welchem der prätertiäre, hier aus unterrotliegenden Sedimenten gebildete Untergrund bis auf mindestens -35 m NN absinkt. Leider ist diese Senke bisher nur durch wenige Bohrungen belegt, und zwischen den Feldern Golpa IV und Muldenstein fehlen Tiefbohrungen bis zum prätertiären Untergrund völlig. — Nördlich und nordöstlich der Golpaer Porphyrhöhen scheint ein NW-SE streichender Talzug mit Absenkungen des Untergrundes bis unter -30 m NN zu liegen, an den sich dann das wiederum von paläozoischen Sedimenten gebildete Hochgebiet von Jüdenberg—Gräfenhainichen (bis +25 m NN) anschließt. Das zuletzt erwähnte Tal erweitert sich nach SE zu einer großen, bis mindestens -45 m NN reichenden Mulde, von der aus die Oberfläche des Paläozoikums in der Südostecke der Karte (Gebiet Hohenlubast) offenbar wieder ansteigt.

Um den Einfluß dieses Untergrundreliefs auf die Schubwirkung des Inland-eises und die damit verbundenen Vorgänge abschätzen zu können, sind noch Angaben über die Gestaltung und Höhenlage des jeweiligen pleistozänen Eisvorlandes und nach Möglichkeit auch über die Tiefenreichweite der Schubbeflussung erforderlich.

Die Tiefenreichweite der Schubkraft des Inlandeises läßt sich im vorliegenden Falle relativ leicht näherungsweise abschätzen. Die heutige Geländeoberfläche steigt von etwa +85 bis +90 m NN im Norden allmählich auf +90 bis +100 m NN im Süden an. Im Mittel kann man eine Höhe von +90 m NN annehmen. Die Unterkante des jüngeren Geschiebemergels liegt in den ungestörten Gebieten etwa 5 bis 15 m unter der Oberfläche, d. h. im Mittel bei +80 m NN. Die ungestörte Hangendfläche der Kohle folgt etwa zwischen +50 und +60 m NN, und eine glazigene Beeinflussung der pleistozänen und tertiären Ablagerungen konnte im Kohlenfeld Golpa IV mit Sicherheit bis +45 m NN nachgewiesen werden. Setzt man nun näherungsweise die Liegendfläche des oberen Geschiebemergels gleich der Unterfläche des Inlandeises, so ergibt sich als Mindestwert für die Tiefenreichweite der glazigenen Beeinflussung etwa 35 m. Dabei ist aber zu berücksichtigen, daß wir bisher nicht den für die Entstehung der Flözdeformationen bedeutsamen Abscherungshorizont im Liegenden der Kohle kennen. Die Schichtenverzeichnisse der Bohrungen geben in geringer Teufe (1 bis 10 m) unter der Kohle mehrere Ton- und Lettenschichten an, die als Abscherungshorizonte in Frage kommen könnten. Nimmt man als Extremfall an, daß die Abscherungen am oder im Septarienton, dessen Hangendfläche etwa bei 0 bis +10 m NN liegt, erfolgten, so würde sich als maximale Störungstiefe rund 80 m ergeben. Geht man von dem erwähnten Mindestwert aus, so müssen alle Erhebungen des prätertiären Untergrundes, die bis 35 bis 40 m oder weniger unter die Oberfläche des damaligen Eisvorlandes aufragten, als Tiefenhindernisse gewirkt haben.

Über Höhenlage und Relief des Eisvorlandes z. Z. des jüngeren Inlandeisvorstoßes können leider keine genaueren Aussagen gemacht werden. Es erwies sich als unmöglich, aus den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen eine auch nur annähernd zuverlässige Isohypsendarstellung der Lage der Unterkante des jüngeren Geschiebemergels zu entwerfen. Auch für das Gebiet von Golpa IV konnte ein derartiger Plan nicht gezeichnet werden, da in zahlreichen Bohrungen drei bis sechs Geschiebemergelhorizonte angetroffen wurden, deren Parallelisierung untereinander vor allem auch in Hinblick auf die Möglichkeit glazigener Deformationen und Verschuppungen sinnlos wäre.

Um wenigstens gewisse Anhaltspunkte über das präglaziale Relief zu erhalten, wurden in die Karte (Beilage 14) die sich aus den Schichtenverzeichnissen der Bohrungen ergebenden Tiefen für die Unterkante des Pleistozäns eingetragen. Man erkennt, daß ostwärts der Linie Zschiesewitz–Gröbern die Grenze Tertiär–Pleistozän ziemlich gleichmäßig zwischen + 57 und + 68 m NN liegt und nach Südosten (in Richtung Hohenlubast) sowie nach Westen ansteigt. In dem Tal zwischen den Hochgebieten von Golpa und Jüdenberg scheint die Oberfläche des Tertiärs relativ ruhig zu liegen, und auch am Westrand des Kartenblattes, im Muldetal, ist eine ruhige Lagerung zwischen + 52 und + 57 m NN vorhanden. Im Gebiet Großmühlau–Zschornowitz liegt die Unterkante des Pleistozäns z. T. erheblich höher, nämlich zwischen + 70 und + 87 m NN. Da es sich hier um ein Gebiet mit stärkeren glazigenen Lagerungsstörungen handelt, muß man damit rechnen, daß die hohe Lage der Tertiär–Pleistozän–Grenze durch entsprechende Deformationen verursacht wurde. Allerdings lassen die Schichtenverzeichnisse vieler Bohrungen dieses Bereiches keine Anzeichen von derartigen Störungen erkennen. — Zusammenfassend ergibt sich, daß das präglaziale Relief im Bereich der Karte — soweit z. Z. erkennbar — relativ einförmig und eben war. Höhenrücken oder Kuppen werden mit Sicherheit im Gebiet der Quarzporphyrkuppen von Golpa und Muldenstein vorhanden gewesen sein. Möglicherweise erstreckte sich auch zwischen Golpa und Burgkennitz eine flache Hügelkette. Nach Westen fiel das Gelände vermutlich zu einer Talaue (Bereich der heutigen Mulde) ab.

Für den jüngeren Eisvorstoß — bezogen auf die Störungen im Grubenfeld Golpa IV — ergibt sich etwa folgendes Bild: Das Eis drang von Norden bis Nordosten in das Gebiet von Gräfenhainichen ein, dessen Oberfläche in Ermangelung genauer Daten etwa mit + 75 bis + 85 m NN (heutiges Normal-Null) angesetzt werden kann. Während es im Osten mehr oder weniger ungehindert vordringen konnte, wurde der Vorstoß im Westen des Gebietes durch die damals wahrscheinlich vorhanden gewesene Hügelkette über dem Golpa–Kleckewitzer Hochgebiet gehemmt, und es entstanden auf diese Weise die einzelnen im Raum Großmühlau–Kleckewitz und nördlich Golpa vorhandenen Lagerungsstörungen. Über die morphologischen Verhältnisse zwischen Golpa und Burgkennitz herrscht keine Klarheit. Sollte hier eine Hügelkette vorhanden gewesen sein, so könnte diese zwar Anlaß zur Entstehung der im Kohlenfeld Golpa II nachgewiesenen Deformationen gegeben haben, jedoch würden die Störungen in Golpa IV und

die auffällige Zunahme der Störungsintensität in diesem Felde von Norden nach Süden ungeklärt bleiben. Das Relief des prätertiären Untergrundes und die von diesem bewirkte Behinderung der Eisbewegung reicht jedenfalls nach Ansicht des Verf. zur Erklärung der glazigenen Flözdeformationen im Gebiet Gräfenhainichen—Muldenstein nicht aus.

Eine einheitliche Deutung der Lagerungsverhältnisse zwischen Golpa—Zschornowitz und dem Muldensteiner Porphyrrücken ist nur möglich, wenn man das unterschiedliche Verhalten der Braunkohle und des vorwiegend sandig-kiesigen Deckgebirges gegenüber der Druck- und Schubbeanspruchung durch das Inlandeis sowie die allgemeine Flözverbreitung berücksichtigt.

Das Braunkohlengebiet von Golpa wird — wie schon K. PIETZSCH (1925, S. 33) erwähnt — im Süden durch einen etwa von Burgkernitz nach Westen streichenden flözfreien Streifen begrenzt, der damit dieses Kohlenbecken von dem des Raumes Muldenstein—Bitterfeld trennt. In neuerer Zeit niedergebrachte Bohrungen haben diese Feststellung bestätigt und ergeben, daß in diesem flözfreien Gebiet die Schichtenfolge bis zum mitteloligozänen Septarienton vorwiegend sandig-kiesig ist und die pleistozänen Ablagerungen bis etwa in das normale Niveau der oberoligozänen Kohle (etwa + 50 m NN) hinabreichen. Demnach handelt es sich bei dieser flözfreien Zone offenbar um eine Erosionsrinne, in deren Bereich die tertiäre Schichtenfolge tiefreichend zerstört worden ist. Ob diese Erosion bereits im Tertiär oder — wie bei der im Muldensteiner Feld gelegenen Friedersdorfer Rinne — erst im Pleistozän erfolgte, ist noch nicht genau feststellbar. Der südliche Teil des Feldes Golpa IV ragt von Norden her in diese Erosionsrinne hinein und ist daher nicht nur im Süden, sondern auch im Osten und Westen von einem flözfreien, vorwiegend aus sandigen Ablagerungen aufgebauten Gebiet umgeben.

Nach den früheren Erörterungen wird man berechtigt sein, während der pleistozänen Kaltzeiten im Vorland des vorstoßenden Eises eine mehrere 10 m mächtige Bodengefrorenis anzunehmen, die sicher bis zu dem damals in maximal 30 bis 40 m Tiefe (bei + 50 m NN) liegenden oberoligozänen Braunkohlensflöz reichte. Auf die Druck- und Schubbeanspruchung durch das Inlandeis reagierten die sandigen und kiesigen Ablagerungen als „starre Körper“ mit Bruch, die Kohle dagegen vorwiegend mit plastischer Deformation (Faltung, Fältelung, Aufstauchungen zu lokal großen Flözmächtigkeiten). Die tonigen Ablagerungen mußten entsprechend den Temperaturverhältnissen in dem oberen „kalten“ Teil des Deckgebirges plastisch, im unteren „wärmeren“ Teil des gefrorenen Schichtenverbandes, d. h. im Flözliegenden, mit Bruch (Abscherungen) reagieren. Dieses unterschiedliche Verhalten der gefrorenen Sand- und Kiesschichten und des Flözes ist aber nicht nur für die Deutung der einzelnen Störungsformen, sondern auch zur Erklärung der gesamten Anlage der Deformationen in diesem Gebiet von Bedeutung.

Unabhängig von dem hypothetischen Vorhandensein eines morphologischen Hindernisses zwischen Golpa und Burgkernitz wird man ohne weiteres annehmen können, daß aus dem Raum Gräfenhainichen—Zschornowitz ein vielleicht 3 bis 4 km breiter Eislobus nach Südwesten in das zwischen den Porphyrhöhen von Golpa und Muldenstein liegende Tal eindrang. Der Untergrund des Eisvorlandes zeigte hier gegenüber der Schubbeanspruchung das oben erwähnte

unterschiedliche Verhalten. Die gefrorenen flözfreien Gebiete wirkten als „starre Blöcke“ gegenüber dem flözführenden Raum. Es mußte somit im Luv dieser „Hindernisse“ von N bis NE nach S bis SW zu immer intensiveren Flözdeformationen kommen, die ihre größte Stärke im bzw. am Rand des schlauchförmigen, nur 200 bis 250 m breiten Südteiles vom Feld Golpa IV erreichten. In diesem südlichen Teil des Feldes war nicht genügend Raum für einfache Aufsattelungen der Kohle vorhanden, die daher mit den liegenden tonigen Ablagerungen allseitig gegen das „Hindernis“ aufgestaucht wurde. — Die Streichrichtung und Anordnung der Flözsättel und -aufstauchungen im gesamten Feld Golpa IV (vgl. R. HUNGER und A. SEICHTER 1955, Tafeln I bis III) sprechen eindeutig sowohl für die oben postulierte Eisbewegungsrichtung als auch für die Hinderniswirkung des umgebenden „Gebirges“. Die Gefornis des Deckgebirges wird bewiesen durch das Vorkommen von verstellten Sandschollen mit völlig ungestörter Kreuzschichtung. Bei den nach Süden einfallenden Bewegungsflächen (mit Harnischen) in der Kohle handelt es sich demnach nicht um Überschiebungen (R. HUNGER und A. SEICHTER 1955, S. 35), sondern um Unterschiebungen der Kohle gegen das starre Deckgebirge bzw. um entsprechende Bewegungsflächen innerhalb der Kohle und vor allem zwischen Kohle und Deckgebirge an den Südflanken der Flözsättel (derartige Bewegungsflächen wurden tatsächlich ausschließlich an den südlichen Flanken der Flözaufstauchungen und -sättel beobachtet).

Nachdem die Lagerungsverhältnisse im Bereich des Tagebaues Golpa IV somit eine Erklärung gefunden haben, bereitet die Deutung der Deformationen im Feld Golpa II und das Fehlen derselben im Nordteil des Feldes Muldenstein keine wesentlichen Schwierigkeiten. Im Feld Golpa II mußten wegen der südlich anschließenden flözfreien Zone genau wie im Nachbarfeld Golpa IV von N nach S zunehmende Flözstörungen entstehen. Da aber das Feld eine größere Breitenerstreckung und keine schlauchförmige Verengung nach Süden aufweist (wie Golpa IV), konnten hier nur kräftige, im Mittel ENE–WSW streichende Flözaufsattelungen, -aufpressungen und -aufschüppungen gebildet werden. — Im Nordteil des Feldes Muldenstein konnte demgegenüber keine Störung des Untergrundes erfolgen, weil dieses Gebiet bei einer Eisbewegung aus N bis NE im Lee der als Hindernis wirkenden flözfreien Zone lag. Stärkere Flözdeformationen entstanden erst wieder vor den Porphyrauftragungen zwischen Muldenstein und Burgkernitz.

Bei den bisherigen Betrachtungen blieb unberücksichtigt, daß die Intensität der Störungen im Gebiet Golpa IV — Südteil Golpa II selbstverständlich auch als Ergebnis mehrfacher Oszillationen des Eisrandes in diesem Raum gedeutet werden kann. Jedoch dürfte das nur als eine zusätzliche Erklärung zu werten sein, welche die erwähnte Hinderniswirkung des flözfreien Gebietes ebenfalls zur notwendigen Voraussetzung hat. Man wird daher die heute vorhandenen komplizierten Lagerungsverhältnisse vielleicht auch als Ergebnis mehrerer, zeitlich verschiedener Störungsvorgänge deuten können. Die in einigen Bohrungen angetroffenen Schichtenfolgen scheinen das Vorhandensein derartiger älterer Störungen anzudeuten.

4.22 Kemberg—Schmiedeberger Stauchmoränenbogen

An das Golpaer Stauchungsgebiet schließt sich nach Osten der Stauchmoränenbogen von Kemberg—Söllichau—Schmiedeberg an, dessen Morphologie und geologischer Bau auffällig von dem der übrigen spätsaaleiszeitlichen Hochfläche zwischen Elbe und Mulde abweicht. Es handelt sich hierbei um einen, dem Muskauer ähnlichen, allerdings nur zweiseitigen, nach Norden und Osten offenen Endmoränenbogen mit Randhöhen bis über + 190 m NN und einem z. T. 100 m tiefer liegendes Zungenbecken (Meereshöhe bis unter + 85 m NN). Die Endmoräne streicht von Reuden—Uthausen (westlich Kemberg) bis etwa zur Försterei Tornau—Lutherstein in Richtung N—S bis NNW—SSE, biegt hier nach SE bis ESE um und läßt sich bis fast an das Elbtal verfolgen. In ihrem Vorland dacht das Gelände allmählich sowohl nach Süden als auch nach Westen ab. Die normale Schichtenfolge des Gebietes setzt sich (von oben nach unten) aus Sanden und einem jüngeren Geschiebemergel der (vermutlich späten) Riß-(Saale-) Eiszeit, Sanden, Kiesen und Geschiebemergel des älteren Pleistozäns und schließlich verschiedenartigen Tonen und Sanden sowie Braunkohlen des Tertiärs zusammen. Während früher die hier vorhandenen tertiären Ablagerungen in das Miozän gestellt wurden (z. B. K. PIETZSCH 1925), stuft sie H. W. QUITZOW (1953) mit Ausnahme der obersten drei geringmächtigen Flöze im östlichen Teil des Kohlenfeldes Gniest in das Oberoligozän ein.

Eine gute Übersicht über die geologischen Verhältnisse dieses Gebietes geben die Erläuterungen zu den geologischen Spezialkarten Blatt Kemberg, Pretzsch, Söllichau und Schmiedeberg sowie die zusammenfassende Bearbeitung von O. v. LINSTOW (1908). Da die Aufschlußverhältnisse im Bereich der genannten vier Kartenblätter bis 1957 recht schlecht waren und keine wesentlichen neuen Beobachtungen gemacht werden konnten, muß es genügen, die Lagerung der pleistozänen und tertiären Sedimente kurz und allgemein zu kennzeichnen.

Schon OTTILIAE (1859) beschrieb aus dem Gebiet Schmiedeberg-Rotta zutage ausstreichende Braunkohlenflöze mit einem Einfallen von 20° bis 60° nach N bis E. Durch Bergbau, Tongruben und Bohrungen sind dann später die Lagerungsverhältnisse vor allem im Bereich der Endmoräne gut bekannt geworden. Besonders typisch ist die Situation im Gebiet westlich und südwestlich Gniest. Hier wurden auf eine Entfernung von 4 km quer durch die N—S streichende Endmoräne 14 Flöze meist mit Tonen im Hangenden und Quarzsanden im Liegenden festgestellt. Es liegt danach eine glazigene Verschuppung oder eine enge Verfaltung des Tertiärs vor. Die tatsächliche Zahl der Schuppen ist aus den vorliegenden alten Beobachtungen nicht mehr mit Sicherheit zu rekonstruieren. Aus den Beschreibungen der Lagerungsverhältnisse kann man jedoch entnehmen, daß nicht nur Schuppen, sondern auch z. T. stark überkippte Falten mit erodierten Faltensätteln vorliegen. Wesentlich ist, daß die Schuppen und Faltenschenkel, die z. T. im Streichen über mehr als 1 km verfolgt werden konnten und in dieser Richtung mehrfach Verdrückungen und Verbiegungen aufweisen, am Außenrand des Stauchmoränenbogens stets ein steileres Einfallen als im inneren Teil aufweisen. Im Gebiet von Gniest wurde z. B. im Westen ein Ein-

fallen nach Osten von 25° bis 30° , weiter östlich dagegen nur von 10° bis 15° festgestellt. Daraus ergibt sich, daß die Ausstrichbreite der tertiären Schichten im Bereich des Endmoränenbogens von außen nach innen zunimmt. Gelegentlich wurden am Außenrand auch noch steilere Einfallswinkel als im Gebiet von Gniest beobachtet, z. B. in der Grube Wilhelm bei Hohenlubast 60° bis 67° . Zu erwähnen ist außerdem, daß gerade in diesem nördlichen Teil der Stauchmoräne an der Oberfläche lange, N–S streichende, z. T. versumpfte Senken anzutreffen sind. Teilweise handelt es sich hierbei um typische Jeser, z. T. wahrscheinlich aber auch um primär durch die Stauchung entstandene Täler. — Mit den tertiären Schichten weisen auch die des älteren Pleistozäns eine gestörte Lagerung auf. Diskordant über dem gesamten gestörten Schichtenverband liegen jüngere Sande in stark wechselnder Mächtigkeit und vereinzelt Reste eines jüngeren Geschiebemergels.

Die beschriebenen Lagerungsverhältnisse finden sich im gesamten Bereich des Endmoränenbogens. Im Gebiet von Bad Schmiedeberg erweitert sich die Störungszone nach Norden, und die zutage streichenden Tertiärschichten verbreitern sich hier infolge des sehr flachen Einfallens der Schichten erheblich. Bemerkenswert ist das Vorhandensein einer größeren Einsenkung des Geländes bis etwa $+85$ m NN in der Umgebung von Bad Schmiedeberg. Wie schon O. v. LINSTOW (1914) feststellen konnte, handelt es sich hierbei um ein „glaziales Erosionsbecken“, d. h. um das vom Eise ausgeschürfte Zungenbecken eines Inlandeislobus. Man wird jedoch annehmen müssen, daß bei seiner Entstehung neben Ausschürfungsvorgängen auch eine teilweise „Ausquetschung“ des Untergrundes in der Vorstoßrichtung des oszillierenden Eisrandes stattgefunden hat.

Die hiesigen Verhältnisse können mit denen im Hinterland der Brohmer Berge bei Friedland in Mecklenburg verglichen werden: Nördlich der bis $+132$ m NN ansteigenden typischen Stauchmoräne der Brohmer Berge liegt eine Geländesenke (Höhenlage bei $+10$ bis $+20$ m NN; der Boden des Galenbecker Sees sogar unter 0 m NN), die sicher ebenfalls nicht nur durch einfache Ausschürfung, sondern auch durch Detraktion (Aushebung von Schollen) und Ausquetschung des Untergrundes gebildet worden ist.

Von Bad Schmiedeberg nach Südosten läßt sich die allmählich niedriger und schmaler werdende Stauchmoräne bis an das Elbtal etwa zwischen Dommitzsch und Torgau verfolgen. Allerdings waren die glazigenen Druck- und Schubwirkungen in diesem Bereich offenbar erheblich schwächer. Es treten hier zwar auch noch Schuppen und Sättel tertiärer (miozäner?) Tone, Sande und Kohle auf, aber ihr Nordfallen ist wesentlich geringer als im Gebiet Gniest–Bad Schmiedeberg (z. B. bei Süptitz nur 6° bis 8° nach Norden). Schließlich sei erwähnt, daß von Bad Schmiedeberg nach Norden und Osten die tertiären Ablagerungen in größere Tiefen abtauchen, aber nach den Beobachtungen von K. KEILHACK (1895) auch noch zwischen Bad Schmiedeberg und Pretzsch a. d. Elbe Lagerungsstörungen, allerdings erheblich geringerer Intensität als in der Stauchmoräne, im Tertiär und älteren Pleistozän vorhanden sind.

Die geologischen Verhältnisse im Vorland der Stauchendmoräne sind nach Ansicht des Verfassers bei weitem nicht so klar, wie es in den Erläute-

rungen zu den geologischen Kartenblättern von O. v. LINSTOW (1914) dargestellt worden ist. Die Lagerung des Pleistozäns und Tertiärs soll danach hier völlig ruhig sein, und die an der Oberfläche verbreitet vorkommenden, z. T. über 25 m mächtigen Sande werden als Sanderablagerungen vor der Endmoräne gedeutet. Nun liegen aber in diesem „Sander“ mehrere, z. T. recht große Inseln aus Geschiebemergel (vor allem im Raum Kossa-Durchwehna), der nach den Erläuterungen die gleiche Beschaffenheit wie der obere Geschiebemergel im Stauchmoränengebiet aufweisen und demnach mit diesem gleichaltrig sein soll. Außerdem treten an der Oberfläche und teilweise unter pleistozänen Sanden in weniger als 2 m Teufe tertiäre Sande und Tone auf, die als verschleppte tertiäre Schollen bezeichnet werden (Erl. zu Blatt Söllichau, S. 10). Leider wird nicht erwähnt, wie diese Verschleppung stattgefunden hat. Schließlich kann auch die Oberfläche des Tertiärs keinesfalls als ruhig bezeichnet werden. Auf Blatt Söllichau z. B. liegt sie im Süden, am Nordufer der Mulde, bei etwa + 90 bis + 95 m NN und in der Bohrung 13 südwestlich Durchwehna bei etwa + 75 m NN, dagegen wurde in den Bohrungen 6, 7, 8 westlich Durchwehna schon zwischen + 95 und + 105 m NN, in den Bohrungen 3 und 4 östlich Tornau bei + 90 und + 104 m NN und in der Bohrung 2 am Ostrand von Schköna bei + 100 m NN Kohle angetroffen. Für das östlich von Bad Düben erbohrte miozäne Kohlenflöz gibt H. W. QUITZOW (1953, S. 43) eine schwach gestörte Lagerung an.

Vor dem Versuch einer Deutung der beschriebenen Lagerungsverhältnisse soll kurz auf die Altersstellung der Braunkohle und damit zusammenhängende Fragen eingegangen werden. H. W. QUITZOW (1953) stellt den größten Teil der in der Endmoräne aufgestauchten Kohle in das Oberoligozän.

„Erst in den östlichen Flözfaltenzügen (des Kohlenfeldes Gniest; der Verfasser) stellt sich im Hangenden des Oberoligozäns eine vorwiegend aus grauen und schwarzen, stark tonigen Letten, untergeordnet auch aus Sanden und einem bis drei schwachen Kohlenflözen von 0,2 bis 2,2 m Mächtigkeit bestehende jüngere Serie ein, die in Analogie mit den Verhältnissen des südlichen Fläming ins Miozän gestellt werden muß“ (H. W. QUITZOW (1953, S. 42).

Die südlich des Faltenbogens, vor allem in der Umgebung von Bad Düben erbohrten und am Muldeufer anstehenden Ablagerungen des Tertiärs (asche-reiche Braunkohlen und hangende Alauntone) werden von dem genannten Autor ebenfalls in das Miozän gestellt. Betrachtet man nun die Höhenlagen der oberoligozänen und miozänen Kohle, so ergibt sich folgendes: im Raum Gräfenhainichen—Golpa liegt das ungestörte oberoligozäne Flöz bei etwa + 50 bis + 55 m NN und steigt nach Osten offenbar bis etwa + 60 bis + 65 m NN (Bohrungen 52²⁹, 28²⁷, 60³¹, 59³⁰) an. Die letztgenannten Bohrungen liegen nur 2 bis 2,5 km vom Rand der Stauchmoräne entfernt, und damit müßte man die im letztgenannten Gebiet vorhandenen Flözschnitten dem oberoligozänen Flöz zuordnen. Nun wurde aber am Ostrand von Schköna (Bohrung 2 auf Blatt Söllichau) Kohle offenbar in ungestörter Lagerung schon bei etwa + 100 m NN, bei Tornau zwischen + 90 und + 104 m NN und bei Durchwehna zwischen + 95 und + 105 m NN erbohrt, die — wie oben erwähnt — dem Miozän angehören müßte.

Für das Gebiet östlich Düben gibt H. W. QUITZOW als Höhenlage des miozänen Flözes + 80 bis + 100 m NN an, und auch im Ostteil des Feldes Gniest soll es bei + 80 m NN liegen (H. W. QUITZOW 1953, Abb. 4). Wenn aber die innersten Flöze der Stauchmoräne und die obersten in ihrem Vorland tatsächlich miozänen Alters sind, dann müßten im Kern der Stauchmoräne neben dem oberoligozänen Flöz auch diese, normalerweise nur 16 bis 22 m höher liegenden miozänen Flöze vorhanden sein, oder man ist gezwungen anzunehmen — was jedoch mechanisch schwer vorstellbar ist —, daß die miozänen Ablagerungen durch das Eis zu einem großen, später zerstörten Sattel aufgefaltet wurden, in dessen Kern das oberoligozäne Flöz mehrfach eingeschuppt bzw. in schiefe Isoklinalfalten (Einfallen nach N!) gelegt wurde.

Zur *Gene*se der im Raum Kemberg—Pretzsch—Torgau—Bad Düben auftretenden Lagerungsstörungen ist zunächst festzustellen, daß das Hauptstörungsgebiet eine typische Stauchendmoräne (im Sinne von K. GRIPP) darstellt, die strukturell und morphologisch weitgehend der Endmoräne des Usher-Gletschers in Spitzbergen ähnelt. Trotz dieses Befundes ergeben sich im einzelnen bei der Deutung des Störungsvorganges doch einige wesentliche Schwierigkeiten.

Welche Gründe lassen sich dafür angeben, daß gerade in diesem Raum das vordringende Eis der späten Riß-(Saale-)Vereisung eine derartige Stauchmoräne zusammenschob? Ist ein Hindernis vorhanden gewesen, das zu den Aufstauchungen und -schuppungen Anlaß gab? Welcher Art war dieses Hindernis? Das sind die Hauptfragen, die zur Klärung der Störungsursache zu beantworten sind.

Über die Höhenlage und Art des prätertiären Untergrundes können leider keine genaueren Aussagen gemacht werden, da bisher keine Tiefbohrungen aus diesem Gebiet veröffentlicht worden sind. Eine in neuerer Zeit durchgeführte geophysikalische Untersuchung (geomagnetische Spezialkartierung von AZ; K. SONNTAG 1956) läßt zwar in dem hier zur Diskussion stehenden Raume einige lokale Anomalien von + 60 bis + 100 γ und südlich Bad Schmiedeberg eine größere WSW—ENE streichende geomagnetische Hochachse von + 60 bis + 100 γ erkennen (nördlich derselben liegt eine gleichgerichtete positive Schwereachse), welche an der Elbe — offenbar im Zusammenhang mit der „Elbelinie“ — flexurartig nach Süden abbiegt und im magnetischen Hoch von Herzberg eine Fortsetzung findet, jedoch ist eine genauere geologisch-tektonische Deutung dieses geophysikalischen Befundes wegen des Fehlens von Tiefbohrungen z. Z. nicht möglich. Weder aus diesen Ergebnissen noch aus den spärlichen Angaben über die „normale“ Lage der Tertiäroberfläche nördlich und südlich der Stauchendmoräne können somit hinlänglich sichere Aussagen über eventuelle junge Schollenbewegungen (Bildung tektonischer Hindernisse) oder das Vorhandensein von Quarzporphyrkuppen und -rücken abgeleitet werden.

In diesem Zusammenhang muß erwähnt werden, daß nach der älteren Literatur und den Erläuterungen zu Blatt Söllichau an der Straße Bad Düben—Tornau—Kemberg bei Mark Schmelz im Kerngebiet der Stauchmoräne von 1685 bis in die Mitte des vorigen Jahrhunderts aus mindestens einer Quelle (Brunnentiefe 50 bis 60 m) Sole zur Salzgewinnung gefördert wurde. Eine geologisch-tektonische Deutung dieses Befundes

ist — soweit dem Verfasser bekannt — bisher nicht erfolgt. Die Sole kann, da mesozoische Sedimente nicht vorhanden sind und das Tertiär hier kaum salzführend sein dürfte, nur von Zechsteinsalzen herkommen. Der saline Zechstein ist jedoch erst erheblich weiter westlich, auf Blatt Raguhn jenseits der Mulde durch Bohrungen nachgewiesen worden. Die Mark Schmelz nächstliegenden Tiefbohrungen (Bohrungen 58³⁰ und 59³⁰ bei Hohenlubast; Entfernung etwa 7 km) haben — wie bereits erwähnt — unter dem Tertiär unterrotliegende Sedimente in $+15,9$ bzw. -8 m NN angetroffen, die gemeinsam mit Quarzporphyren und älteren Gesteinen den Untergrund des gesamten Gebietes von Blatt Gräfenhainichen und zumindest großer Teile des Untergrundes von Blatt Bitterfeld-Ost bilden. Die Annahme liegt nahe, daß es sich bei dem genannten „Rotliegendebiet“ um eine Hebungs- bzw. Hochscholle handelt, deren Ostgrenze von der Elbelinie gebildet wird. Die geomagnetischen und Schwereverhältnisse machen das Vorkommen von salinarem Zechstein westlich der Elbe (zwischen Torgau und Pretzsch) unwahrscheinlich. Andererseits liegen z. Z. auch noch keine Anzeichen für das Vorhandensein NE-SW streichender Störungen im Untergrund vor, längs deren die Sole von den möglicherweise nordöstlich der Elbelinie noch vorhandenen salinaren Ablagerungen nach SW geleitet werden konnte. Man muß somit feststellen, daß die Herkunft der Sole bisher noch ungeklärt ist. Die Lage der Quelle innerhalb des Störungsgebietes wird man vielleicht mit der Tiefenreichweite der Deformationen in Zusammenhang bringen können, d. h., daß die Sole erst durch die Aufschuppungen die Möglichkeit erhielt, im Hangenden aufgestauchter toniger Ablagerung aus der Tiefe in Oberflächennähe zu dringen.

Da über das Relief des tieferen Untergrundes keine genauen Aussagen möglich sind, gilt es zu prüfen, ob das sicher tiefgründig gefrorene Eisvorland als „starrer Block“ den Eisschub behindern konnte oder ob morphologische Hindernisse irgendwelcher Art vorhanden gewesen sind. Obwohl die geologischen Verhältnisse vor, hinter und in dem Stauchungsgebiet bei weitem nicht so gut bekannt sind, wie zwischen Golpa und dem Braunkohlenfeld Muldenstein, ist die Schichtenfolge des Vorlandes von Kemberg — Bad Schmiedeberg gegenüber derjenigen in der Stauchmoräne sicher nicht so unterschiedlich gewesen, wie im Bereich Golpa — Zschornowitz. Es wurde bereits erwähnt, daß östlich Bad Düben das oberoligozäne Braunkohlenflöz einschließlich der hangenden Tone erbohrt wurde und daß auch nördlich Bad Düben das Oberoligozän in dieser Ausbildung vorhanden ist. Darüber liegen verbreitet miozäne Alauntone, Sande und Kohlen. Diese, im südlichen Vorland vorhandene tertiäre Schichtenfolge entspricht aber nach H. W. QUITZOW (1953) im wesentlichen der auch heute noch im Zungenbecken von Bad Schmiedeberg vorliegenden, und es ist daher bodenmechanisch kein Grund für eine verschiedene Reaktion der im wesentlichen gleichen Schichtenfolgen im Norden und Süden gegenüber dem Eisdruck und -schub vorhanden.

Damit bliebe nur übrig, ein morphologisches Hindernis anzunehmen, welches die Eisbewegung behinderte und zu Aufstauchungen des Untergrundes Anlaß gab. Obwohl für ein derartiges morphologisches Hindernis keine direkten Beweise vorliegen, könnte man indirekt aus dem Vorkommen schwacher Lagerungsstörungen im Vorland des Stauchmoränenbogens auf die einstmalige Existenz einer älteren, überfahrenen (Geschiebemergelflächen!) Endmoräne in diesem Gebiet schließen. Allerdings müßte diese ältere Endmoräne ziemlich hoch gewesen sein, da die Intensität des Zusammenschubes der Schichten in der

Stauchmoräne auf ein recht erhebliches Hindernis deutet. — Alle diese Schwierigkeiten finden eine relativ zwanglose Erklärung, wenn man annimmt, daß das von Nordosten vordringende Eis im Gebiet Gräfenhainichen — Pretzsch — Bad Düben eine nordwärts vielleicht bis zur heutigen Elbe reichende Toteismasse aus der vorangegangenen Vereisungsphase vorfand. Vielleicht beschränkte sich diese Toteismasse auch nur auf den Raum Kemberg — Bad Schmiedeberg — Bad Düben, und die erwähnte hypothetische Vorland-Endmoräne war vom Typ der von P. WOLDSTEDT (1938) und E. M. TODTMANN (1957) aus Island beschriebenen „Toteisendmoränen“. Auf jeden Fall wird dieses Toteis für das erneut, und zwar offensichtlich recht kräftig vordringende Eis ein Hindernis gewesen sein und zu einer verstärkten Schubbeanspruchung des Untergrundes geführt haben. Die ersten Aufstauchungen ereigneten sich (soweit bekannt) schon bei Pretzsch. Je weiter der Eislobus nach Südwesten vordringen wollte, desto mehr wurde er durch das Toteis behindert und umso stärker und tieferreichender wurde der Untergrund durch die Schubkraft des Eises beansprucht und gestört, bis schließlich der Vorstoß völlig zum Erliegen kam. Die gesamte Kemberg-Schmiedeberger Stauchmoräne würde demnach genetisch eine Toteis-Stauchendmoräne darstellen. Voraussetzung für diese Deutung ist, daß die im Stauchungsgebiet nur noch ganz vereinzelt vorhandenen mitgestörten Grundmoränenreste wirklich mit dem ungestört liegenden, durch nachträgliche Erosion teilweise zerstörten bzw. von Schmelzwassersanden überdeckten Geschiebemergel des Vorlandes gleichaltrig sind.

4.3 DER RAUM BITTERFELD—TORGAU—BELGERN—LEIPZIG

Im Gegensatz zu den Verhältnissen bei Golpa—Zschornewitz und Kemberg—Bad Schmiedeberg ist die Lagerung der tertiären Schichtenfolge im Gebiet südlich der Hochfläche von Gräfenhainichen—Schmiedeberg im allgemeinen erheblich ruhiger. Nur im Bereich der sich etwa von Schildau bis Taucha erstreckenden Quarzporphyrkuppen scheinen lokal stärkere glazigene Lagerungsstörungen aufzutreten. Da in dem gesamten Raum, mit Ausnahme des Bitterfelder Braunkohlenreviers, das Tertiär nur vereinzelt aufgeschlossen ist und die relativ wenigen Bohrungen außerhalb des Bitterfelder Gebietes keine genaueren Rückschlüsse auf die speziellen Lagerungsverhältnisse zulassen, kann von diesem Gebiet nur ein allgemeiner Überblick gegeben werden.

4.31 Das (engere) Bitterfelder Braunkohlengebiet

Die „normale“ Schichtenfolge setzt sich hier etwa wie folgt zusammen:

Pleistozän:	Löß, Sande, Kiese, zwei bis drei Geschiebemergelhorizonte, gelegentlich Tonmergel;
Präglazial:	Kiese;
Miozän (?):	Glimmertone und gelegentlich Quarzsande;
Oberoligozän:	dunkle Tone, Braunkohle, Quarz- und Kohlensande, glaukonitische Sande;
Mitteloligozän:	Septarienton, Magdeburger Sand (?);

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

- Eozän: Sande, Kiese, schwarze Tone, meist wenig mächtige, unreine Braunkohle;
- Paläozoikum: Sandstein, Schiefertone und Konglomerate, die nach den Erläuterungen zu Blatt Bitterfeld-West (2. Auflage, 1937) überwiegend dem Oberkarbon zugerechnet werden, zum größten Teil jedoch wahrscheinlich in das Rotliegende zu stellen sind (Auftreten von Porphyrkonglomeraten! Vgl. Tiefbohrung 246, Erl. Bitterfeld-West S. 87/88); vereinzelt Quarzporphyr.

Als für die vorliegende Fragenstellung wesentliche Merkmale der Schichtenfolge sind zu nennen (nach Erl. Blatt Bitterfeld-West):

1. Die Mächtigkeit des Deckgebirges über dem oberoligozänen Flöz schwankt zwischen 0,3 und etwa 30 m, die des Flözes zwischen etwa 0,6 und 20 m.
2. Im Hangenden der oberoligozänen Kohle liegt im gesamten Revier ein meist heller Ton von 2 bis über 8 m (maximal 20 m!) Mächtigkeit.

Die stark wechselnden Mächtigkeiten des Deckgebirges und des Kohlenflözes scheinen zunächst auf das Vorhandensein kräftiger glazigener Lagerungsstörungen zu deuten. Es zeigt sich jedoch, daß diese „Flözstörungen“ z. T. nicht glazigener, sondern fluviatiler bzw. glazifluviatiler Entstehung sind. Aus den alten, jetzt auflässigen Tagebauen westlich Bitterfeld werden in den Erläuterungen zu den Blättern Bitterfeld-West und Brehna folgende, wenigstens teilweise glazigene Deformationen mitgeteilt:

- Grube Leopold: Deckgebirge 8 bis 13 m; Flözmächtigkeit 13 bis 19,7 m; Flözsättel und -mulden (an der Flözoberfläche bis 6 m Amplitude) mit nach unten abnehmender Intensität; Hangendton fehlt teilweise, in diesen Gebieten Einfaltungen von „glazialen Kiesen“ in die oberen Flözteile.
- Grube Richard (südlich Bahnhof Sandersdorf): Deckgebirge 2,5 bis 9,5 m, vorwiegend pleistozäne Kiese; Flöz von zahlreichen „netzartig verlaufenden Spalten“ von 10 bis 50 cm Breite durchsetzt, die von Hangmaterial (Kiese und z. T. tertiäre Tone) erfüllt waren (vermutlich Congelifraktion!); Spalten, die das Flöz bis zum Liegenden durchsetzten, waren im unteren Teil von den unter der Kohle vorhandenen Quarzsanden erfüllt.
- Grube Vergißmeini II: Deckgebirge etwa 2,5 bis 15,5 m; Auftreten von Klüften und Spalten wie in Grube Richard, allerdings meist vom Liegenden ausgehend; am Westrand Aufpressung von tertiärem Ton und teilweise Verknetung desselben mit pleistozänen Kiesen bzw. Grundmoränenmaterial.
- Grube Stakendorf: aus der Angabe „Die Kohle ist in den Mulden etwa 10 m, in den Sätteln rund 6 m mächtig“ könnte auf glazigene Deformationen geschlossen werden.
- Grube Theodor (Freiheit III): Ober- und Unterfläche des Flözes stark gewellt; 1931 wurde am Südstoß eine steile Aufrichtung des Flözes angeschnitten.

Bemerkenswert ist die Feststellung von v. LINSTOW (1912), daß die tertiären Tone über dem Flöz gelegentlich zerstört und die Sattelpunkte des Flözes abgeschnitten sind (z. B. in Grube Karl Ferdinand II).

Im Bereich der sich im Abbau oder Aufschluß befindenden, z. T. aber auch erst nur abgebohrten Kohlenfelder Holzweißig und Goitsche südlich bis östlich Bitterfeld treten nach zahlreichen neueren Bearbeitungen⁶¹ nur wenige, meist schwache

glazigene Deformationen auf. So scheinen nach den Bohrergebnissen z. B. im Norden des Kohlenfeldes Goitsche zwischen Pouch und Niemeck eine leichte SE–NW streichende Flözfaltung und nördlich von Paupitzsch zwei ebenfalls SE–NW verlaufende Falten bzw. Aufpressungen vorhanden zu sein. Im letztgenannten Gebiet ist bemerkenswert, daß im Bereich der Flözstörungen die hangende Tonschicht nur sehr dünn ist und z. T. sogar fehlt, so daß pleistozäne Sande und Geschiebemergel diskordant auf der Kohle liegen. — Obwohl alle diese Befunde nur aus den Ergebnissen eines relativ weitmaschigen Bohrnetzes abgeleitet sind und sich bei einem späteren Aufschluß vielleicht etwas abweichende Lagerungsverhältnisse ergeben werden, sind komplizierte und intensive Flözdeformationen, wie z. B. im Feld Golpa IV, hier nicht zu erwarten.

Über die Ursachen für diese lokalen Störungsvorkommen lassen sich keine genauen Aussagen machen, da die vorliegenden Angaben über die einzelnen Störungen viel zu allgemein sind und auch noch keine Klarheit über Höhenlage und Relief des prätertiären Untergrundes und der präpleistozänen bzw. der prämindeleiszeitlichen Landoberfläche herrscht. Auch die Entstehungszeit der Störungen ist noch unklar, jedoch kann als sicher angesehen werden, daß die Lagerungsstörungen hier älter sind, als im Gebiet der Gräfenhainichen–Schmiedeberger Hochfläche. — Nimmt man an, daß das deformierende Inlandeis im Gebiet Golpa die gleiche Deckgebirgsmächtigkeit vorfand wie im südlich anschließenden Bereich und auch die Schubbeeinflussung des Untergrundes gleich stark waren, so könnte man für die verbreitet ruhige Lage des oberoligozänen Flözes im engeren Bitterfelder Revier die im Mittel recht mächtige Tonschicht im Hangenden der Kohle verantwortlich machen. Für eine derartige „Pufferwirkung“ des Tones spricht, daß im Baufeld Paupitzsch zwar der bis über 20 m mächtige Hangendton teilweise glazigene Störungen aufweist, jedoch das Flöz nur dort deformiert ist, wo die Tonmächtigkeiten sehr gering sind bzw. der Ton völlig fehlt (vorangegangene Erosion?). Der Ton scheint also hier die Druck- und Schubwirkung des Inlandeises abzufangen zu haben. Außerdem könnte auch von Bedeutung sein, daß das Liegende der Kohle aus 10 bis 50 m mächtigen Sanden gebildet wird, unter denen der mitteloligozäne Septarienton folgt. Es ist somit erst in größerer Tiefe unter dem Flöz ein Abscherungsvorgänge begünstigender Horizont vorhanden. — In welchem Umfange das Relief des paläozoischen Untergrundes für die ruhigen Lagerungsverhältnisse bzw. das nur vereinzelt Auftreten von Störungen verantwortlich gemacht werden kann, muß noch unentschieden bleiben. Die wenigen Tiefbohrungen, die das Tertiär durchteuft haben, reichen für eine Rekonstruktion der Oberfläche des Paläozoikums nicht aus. So muß es auch noch ungeklärt bleiben, ob die sicher nicht glazigenen, NE–SW streichenden größeren Flözstörungen im Goitschefeld (Seelhausener, Bärenholz- und Zöckeritzer Rücken) durch das Relief des prätertiären Untergrundes bedingt sind.

61 Geologische Meldearbeiten am Geologischen Institut und Institut für Brennstoffgeologie der Bergakademie von S. MARTENS (1951), ALBERT und KÖHLER (1952), E. BROSE und R. WILKE (1952), J. STEPHAN (1954), H. BÖGE und G. PISKE (1954), R. STEINMETZ und H. HÖBBEL (1954), G. SCHULZE und H. BOGNITZ (1955), D. BOHSE und W. MILKOWSKI (1957).

4.32 Gebiet zwischen Delitzsch—Leipzig und der Mulde

Südöstlich des engeren Bitterfelder Revieres sind sehr wenig Aussagen über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs möglich. Nach H. W. QUITZOW (1953) steigt in diesem Gebiet die Höhenlage der tertiären Schichtenfolge von Norden nach Süden leicht an. Das oberoligozäne Flöz ist westlich Eilenburg bei etwa + 70 m NN und das miozäne, offenbar nur noch „in Gestalt einzelner Denudationsreste“ vorhandene, bei + 115 bis + 120 m NN erbohrt worden. Einen der wenigen direkten Hinweise für das Vorkommen glazigen gestörter Lagerung des Tertiärs gibt die Tongrube am Nordrand von Taucha (R. HOHL 1954). Unter einem Geschiebemergel sind hier sehr unregelmäßig gelagerte miozäne Tone und ein 1 bis 4 m mächtiges Kohlenflöz (bei + 130 m NN) aufgeschlossen. Es handelt sich hierbei zweifellos um glazigene Störungen vor den in nächster Nähe aus dem Untergrund auftauchenden und z. T. auch die Erdoberfläche erreichenden Kuppen von Pyroxenquarzporphyr, d. h. um eindeutige Hindernis-Stauchungen. Es ist wahrscheinlich, daß in dem Bereich der Porphyrkuppen von Taucha noch weitere derartige Deformationen vorkommen. Außerdem muß mit Lagerungsstörungen zumindest der oberen tertiären Schichten im Gebiet der nördlich Leipzig etwa W—E streichenden Endmoräne des Tauchaer Stadiums gerechnet werden. Bei Zschölkau, Schladitz und Breitenfeld (s. Erl. zu Blatt Seehausen—Zschortau) sind jedenfalls in Sandgruben z. T. bis 7,5 m unter der Oberfläche aufgeschlossene, aber sicher noch erheblich tiefer reichende glazigene Störungen in bzw. zwischen pleistozänen Sanden, Kiesen und Geschiebemergel beobachtet worden. Es erscheint durchaus möglich, daß hier gelegentlich auch die präpleistozänen Ablagerungen von dem Eisschub beeinflusst worden sind.

4.33 Porphyrkuppengebiet zwischen Mulde und Elbe

Der Raum südlich des Mulde und Elbe verbindenden Urstromtales ist durch das Auftreten zahlreicher Porphyrkuppen und -rücken (Quarzporphyr, Pyroxenquarzporphyr und Pyroxengranitporphyr) in der Umgebung von Hohburg, Wurzzen und Schildau sowie das Auftauchen des Altpaläozoikums und des kristallinen Untergrundes an die Oberfläche gekennzeichnet. Im Norden zwischen der Mulde und Belgern bilden tertiäre, dem Miozän zuzuordnende und nach H. W. QUITZOW (1953) stets flözführende Ablagerungen überall den Untergrund des sehr unterschiedlich mächtigen Pleistozäns. Im Gebiet der Porphyrkuppen und weiter nach Süden ist das Tertiär offenbar in Einzelbecken aufgelöst und liegt hier direkt den Porphyren bzw. deren kaolinischen Verwitterungsprodukten auf. Das Pleistozän setzt sich aus Sanden und Kiesen sowie einem bis zwei Geschiebemergelhorizonten zusammen. Nach R. GRAHMANN (1925) erstreckt sich in Fortsetzung der Tauchaer Randlage eine Endmoräne von Eilenburg durch das gesamte Gebiet bis südlich Belgern.

Über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs geben nur wenige Aufschlüsse und Bohrungen Auskunft.

Blatt *Thallwitz-Strelln* (Geol. Karte von Sachsen Nr. 4, 2. Aufl., 1930). Südlich Mölbitz trafen Bohrungen ein miozänes Kohlenflöz zwischen + 120 und + 130 m NN, bei Böhlitz in unmittelbarer Nachbarschaft eines Porphyrrückens dagegen bei + 140 m NN an. Nach freundlicher Mitteilung von Herrn Prof. Dr. K. PIETZSCH sind stärkere glazigene Deformationen auch in den Kaolingruben von Hohburg zu beobachten.

Blatt *Schildau* (Geol. Karte von Preußen Nr. 2611, 1931). Bei den in der Umgebung von Schildau an zahlreichen Stellen zwischen + 110 und + 180 m NN anstehenden dunklen miozänen Tönen muß es sich entweder um glazigene Aufschuppungen oder allochthone Schollen handeln. In den Erläuterungen zu Blatt Schildau wird eine glazigene Aufschubung des miozänen Tones auf pleistozäne Sande und eine mehrfache Verschuppung dieser beiden Ablagerungen aus dem Eisenbahneinschnitt am Bahnhof Schildau, etwa 3,5 km nördlich des Schildauer Berges, beschrieben. Auch die Lagerungsverhältnisse der Braunkohle in der 1851 bis 1854 in Betrieb gewesenen Grube Schilderhain deuten auf glazigene Störungen.

Blatt *Belgern* (Geol. Karte von Preußen Nr. 2612, 1931). Neben dem Auftreten von SW bis WSW – NE bis ENE streichenden, parallelen Stauchmoränenwällen deutet das Vorkommen von tertiären Tönen und Sanden bis + 140 m NN auf lokal glazigen gestörte Lagerungsverhältnisse (vgl. Erläuterungen zu Blatt Belgern S. 8/9).

Blatt *Oschatz-Wellerswalde* (Geol. Karte von Sachsen Nr. 15, 2. Aufl., 1927). Angaben über Lagerungsstörungen liegen nicht vor.

Blatt *Dahlen* (Geol. Karte von Sachsen Nr. 14, 2. Aufl., 1926). Während bei Dahlen ein Flöz bei + 110 m NN erbohrt wurde, trafen Bohrungen im Gebiet der Endmoräne bei Bortewitz ein Braunkohlenflöz unter 5 bis 17 m mächtigen pleistozänen Schottern zwischen + 146 und + 159 m NN an. Man wird R. GRAHMANN (Erläuterungen zu Blatt Oschatz-Wellerswalde) zustimmen müssen, daß hier glazigen stark gestörte Lagerungsverhältnisse vorliegen. Bei den kleineren Braunkohlenvorkommen bei Börln, Streuben und Kühren handelt es sich möglicherweise um kleine allochthone Flözschollen.

Blatt *Wurzen* (Geol. Karte von Sachsen Nr. 13, 2. Aufl., 1902). Obwohl auch hier verbreitet flözführendes Tertiär (nach H. W. QUITZOW, 1953, Oberoligozän) unter meist geringmächtigen pleistozänen Ablagerungen vorkommt und die Kohle früher in mehreren Schächten und Gruben abgebaut wurde, liegen aus dem Vorland der spätsaaleiszeitlichen Endmoräne bisher keinerlei Anzeichen für glazigen gestörte Lagerungsverhältnisse vor.

Blatt *Brandis-Borsdorf* (Geol. Karte von Sachsen Nr. 12, 2. Aufl., 1904). Aus dem wiederum durch das Vorkommen mehrerer hoch aufragender Porphyrkuppen charakterisierten Gebiet von Wurzen–Brandis–Taucha liegen keine direkten und sicheren Hinweise auf eine gestörte Lagerung des Tertiärs vor. In den Erläuterungen werden nur Stauchungen und Einpressungen zwischen dem Geschiebemergel und seinem Liegenden und – auf Grund von Bohrerergebnissen – „lokale Schwankungen“ der Höhenlage des Braunkohlenflözes erwähnt. Die Hochlage der Kohle (z. B. bei Cradefeld-Dewitz + 130 m NN und in der Mulde von Brandis-Polenz bis + 146 m NN) könnte auf Lagerungsstörungen im Bereich der Porphyrkuppen deuten.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß intensivere Lagerungsstörungen der tertiären Schichtenfolge vor allem im Zuge der spätriß-(spätsaale-)eiszeitlichen Endmoräne im nördlichen Teile des Gebietes auftreten. Sowohl die Endmoräne als auch die Deformationen des Untergrundes lehnen sich im wesentlichen an die aus dem Untergrund aufragenden Porphyrkuppen und -rücken an, so daß es sich hier insgesamt um eine Stauchendmoräne vor einem von Aufragungen des prätertiären Untergrundes gebildeten Hindernis handeln dürfte. Im Gebiet

Brandis—Borsdorf scheinen nur lokale Hindernisstauchungen vorzuliegen. — Die Frage, ob bzw. warum das nördliche Porphyrgelände erst zur späteren Saaleeiszeit als Hindernis gewirkt hat, ist nicht sicher zu entscheiden. Selbstverständlich besteht die Möglichkeit, daß im älteren Pleistozän das Deckgebirge der Kohle mächtiger war und durch die elster- und frühen saaleglazialen Eisvorstöße soweit abgetragen wurde, daß erst gegen Ende der Saaleeiszeit die Porphyrkuppen als Hindernisse wirken konnten, jedoch ist das genauso hypothetisch, wie die Annahme von Schollenbewegungen während der Saalevereisung, durch die das Porphyrgelände gehoben wurde. Die Klärung dieses Fragenkomplexes muß daher noch offen bleiben.

4.4 DAS PRÄWARTHEGLAZIALE GEBIET DER WESTLICHEN LAUSITZ

Östlich der Elbe und südlich der warthestadialen Randlage sind die unter dem Pleistozän vorhandenen mächtigen miozänen Ablagerungen mit dem Lausitzer Unter- und Oberflöz an zahlreichen Stellen durch die quartären Inlandeismassen z. T. sehr stark deformiert worden. Im Folgenden soll versucht werden, die einzelnen Störungsgebiete, ohne näher auf die Verhältnisse in den ungestörten Gebieten einzugehen, zu analysieren. Zuvor sind jedoch einige allgemeine Bemerkungen über das Breslau—Magdeburger Urstromtal (nachfolgend lokal als „Lausitzer Urstromtal“ bezeichnet) erforderlich.

Das hier zu behandelnde Gebiet ist morphologisch durch das im Mittel etwa E—W verlaufende „Lausitzer Urstromtal“ gekennzeichnet, welches im Norden und Süden durch pleistozäne Hochflächen begrenzt wird. Die nördliche Hochfläche wird von einer mächtigen pleistozänen und tertiären Schichtenfolge gebildet, unter der im Westteil in größerer Tiefe paläozoische Gesteine, nordöstlich Senftenberg jedoch mesozoische Schichten (Muschelkalk und Buntsandstein; Bohrungen Raakow, Mulkwitz usw.) liegen. Auf der südlichen Hochfläche ist die Mächtigkeit des Pleistozäns und Tertiärs i. a. erheblich geringer, und darunter folgen stets paläozoische oder ältere Gesteine. Im Gebiet Elsterwerda—Senftenberg stehen diese alten Gesteine teilweise unmittelbar am Rand des Urstromtales an (Grauwacken des Koschenberges sowie zwischen Ortrand und Hirschfeld). Nach Norden taucht die Oberfläche des Paläozoikums (?) in immer größere Teufen ab. Die Lage des Urstromtales ist hier also zweifellos durch das Relief und die Höhenlage des prätertiären Untergrundes bestimmt. Auch östlich Senftenberg ist das Oberflächengefälle des Paläozoikums (bzw. des Kristallins) nach N gerichtet, jedoch muß hier wegen des Vorhandenseins mesozoischer Ablagerungen nördlich des Tales eine große Störungslinie (Lausitzer Hauptabbruch) vorhanden sein, und man könnte dementsprechend für das Urstromtal in diesem Gebiet eine tektonische Voranlage annehmen. — In diesem Zusammenhange muß auf folgendes hingewiesen werden. Südlich des „Lausitzer Urstromtales“ konnte sich nach den heutigen Untergrundverhältnissen (Hochlage des Prätertiärs und geringe Mächtigkeit von Tertiär und Quartär) kein größeres Schmelzwassertal bilden, d. h., dieses Urstromtal muß den ältesten

Schmelzwasserabfluß der pleistozänen Vereisung darstellen und dementsprechend schon von den Schmelzwässern der Mindel-(Elster-)Eiszeit benutzt bzw. von diesen angelegt und später nur vertieft worden sein. Sollte das nicht zutreffen und das Urstromtal erst in der späten Riß-(Saale-)Eiszeit entstanden sein, müßte man fordern, daß das vorliegende Relief des prätertiären Untergrundes während des Pleistozäns, nach der Mindel-(Elster-)Eiszeit, durch posthume Bewegungen im Bereich des Lausitzer Hauptabbruches entstanden ist. Welche dieser beiden Möglichkeiten zutrifft, ist gegenwärtig noch nicht zu entscheiden.

4.41 Gebiet Domsdorf—Tröbitz—Doberlug

Das westlichste der hier zu besprechenden glazigenen Störungsgebiete liegt nördlich des Lausitzer Urstromtales in der Umgebung der Orte Domsdorf und Doberlug-Kirchhain. Es gehört morphologisch zum Westteil des „Niederlausitzer Grenzwalles“ (Beilage 15). Der im Westen des genannten Gebietes liegenden mittelpleistozänen Hochfläche von Priessen-Tröbitz sind im Norden die endmoränenartigen Höhen des Groß- und Zahmigg Berges (Bis + 136 m NN), im Raum nordöstlich Schilda die sog. Schildaer Stauchmoräne mit dem Kannenberg (+ 145 m NN) und südöstlich Tröbitz einige ebenfalls endmoränenartige, bis + 134 m NN reichende Höhen aufgesetzt. Die östliche, etwa zwischen Finsterwalde und Lugau gelegene Hochfläche trägt ebenfalls eine Endmoräne, die im Finsterwalder Berg eine Höhe von + 133,4 m NN erreicht. Zwischen beiden Hochflächen ist in den Niederlausitzer Grenzwall das Becken von Doberlug-Kirchhain eingesenkt (+ 90 m bis + 100 m NN).

Die quartären Ablagerungen des Gebietes sind der Riß-(Saale-)Eiszeit und der Mindel-(Elster-)Vereisung zuzuordnen. Es sind im Bereich der Hochflächen mit Ausnahme der gelegentlich vorkommenden ein bis zwei Geschiebemergelhorizonte vorwiegend sandig-kiesige, in den Niederungen dagegen in stärkerem Maße tonige (Beckentone im Lug) Sedimente. Die Mächtigkeit des Pleistozäns ist außerordentlich unterschiedlich und schwankt zwischen 0 bis 2 m und (nach Bohrerergebnissen) über 70 m. Unter den quartären Ablagerungen folgt nahezu überall die Schichtenfolge des Miozäns, die ebenfalls recht unterschiedliche Mächtigkeiten aufweist (z. B. auf Blatt Kirchhain 5 bis 100 m) und von oligozänen und teilweise eozänen Sedimenten unterlagert wird. Der prätertiäre Untergrund schließlich wird von paläozoischen Gesteinen gebildet.

Seit der ersten Hälfte des vorigen Jahrhunderts geht in dem Gebiet Bergbau auf dem miozänen „Lausitzer Unterflöz“ (Flöz II) um. Durch die im Laufe der Zeit zur Erkundung der Kohlenfelder niedergebrachten zahlreichen Bohrungen ergab sich, daß das Flöz nur in einzelnen Bereichen in bauwürdiger Mächtigkeit vorhanden ist und auch hier noch z. T. beträchtliche Mächtigkeitsschwankungen auftreten. Sie werden verursacht durch Erosionsrinnen, die häufig bis unter das Niveau des Unterflözes hinabreichen, schon während des Tertiärs, z. T. aber auch erst im älteren Pleistozän entstanden und von Sanden und Kiesen sowie tonig-mergeligen Ablagerungen ausgefüllt worden sind. Außer diesen fluviatilen und

glazifluvialen Störungen kommen jedoch auch glazigene Flözstörungen vor, deren bedeutendste die 0,75 km² große „Flözscholle von Tröbitz“ ist.

Da die Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns und Tertiärs im Gebiet Bad Liebenwerda–Doberlug unter Benutzung aller bisherigen Bohrungen und Bearbeitungen sowie neuerer, z. T. noch nicht veröffentlichter Beobachtungen erst vor kurzem eine sehr sorgfältige Bearbeitung durch E. SEICHTER (1954) erfahren haben, sollen im Folgenden nur die wesentlichsten glazigenen Deformationen nach den Angaben dieser Autorin und K. GENIESER angeführt werden.

Ehemaliger Tagebau Tröbitz-Ost (nördlich Schönborn): unregelmäßige, stark wellige Lagerung des Unterflözes, dessen Unterkante zwischen + 82 m und + 98 m NN liegt⁶²; Mächtigkeit der Kohle weniger als 3 m bis etwa 10 m, des Deckgebirges 10 bis 40 m; im mittleren Teil große NE-SW streichende Flözverdrückung mit Absinken der Liegendfläche bis + 72 m NN und Auftreten einer nach SSW überkippten Falte (nach K. GENIESER 1951a).

Feld Tröbitz-West: aus den Bohrergebnissen sind keine oder nur geringfügige Deformationen des Flözes abzuleiten, dessen Oberkante hier zwischen + 85 m und + 95 m NN angetroffen wurde; z. T. liegt Geschiebemergel im Hangenden der Kohle.

Feld Schilda: schwach wellige Lagerung des Flözes (Streichen der Wellen NW-SE?) mit Schwankungen der Flözmächtigkeit von weniger als 2 m bis etwa 9 m; Hangendfläche zwischen + 85 m und + 95 m NN; z. T. im Hangenden der Kohle Geschiebemergel; Auftreten von Kohlenschollen.

Ehemalige Gruben „Wilhelm“ und „Louise“ (südlich Feld Schilda, zwischen Tröbitz und Domsdorf): Lagerungsverhältnisse etwa wie im Feld Schilda; nach E. PICARD (1926) war eine N-S streichende Störungszone mit steilen Flözaufpressungen vorhanden (nähere Angaben fehlen).

Tagebau Domsdorf: offenbar keine wesentlichen glazigenen Störungen; im Bereich des Spitzen-Berges (+ 125 m NN) Aufwölbung (?; der Verfasser) des Flözes und Abnahme der Deckgebirgsmächtigkeit auf nur 6 bis 7 m.

Feld und ehemalige Grube Pauline: unregelmäßige Flözoberfläche und -mächtigkeit; im Südteil des ehemaligen Tiefbaugebietes wurden „mehrere übereinander liegende Flöze“ erbohrt (Schollen?; der Verfasser); Gebiet des Nordrandes der „Tröbitzer Flözscholle“.

Tagebau Tröbitz-Süd und ehemaliger Tagebau Wildgrube: Flöz II (Unterflöz) in stark gewellter Lagerung unter im Mittel 30 m mächtigem Deckgebirge (im SW nur 6 bis 20 m), Liegendfläche zwischen + 80 m und + 97 m NN; im Mittel 10 bis 12 m (lokal 1 bis 19 m) über dem Unterflöz liegt die „Tröbitzer Flözscholle“ (Liegendfläche + 121 m bis + 91 m NN, Hangendfläche + 122 m bis + 98 m NN); unter der Flözscholle folgen zunächst die „normalen“ Liegendletten (bis 2,5 m mächtig), in denen K. GENIESER (1951b) neben eingepreßten Geröllen im untersten Teil zahlreiche kleine Harnische mit Rutschflächen in Richtung N 50° E sowie kleine Verfaltungen und Verknetungen nachweisen konnte; unter dieser Schubfläche liegen dann bis zum ungestörten Unterflöz Sande, in denen bisher nur in den obersten Schichten geringfügige Störungen beobachtet wurden; möglicherweise weist die Flözscholle noch in sich eine größere flexurartige Verbiegung auf; im Hangenden der Scholle stellte K. GENIESER (1951b) in den Sanden und Kiesen kleine Schollen von Braunkohlenletten sowie kleine liegende Falten mit SW-Vergenz fest.

Kohlenfeld Prießen: Das weitmaschige Bohrnetz läßt nordöstlich Prießen recht komplizierte Lagerungsverhältnisse vermuten; das Flöz ist zerrissen, und es wurden mehrfach vier Kohlenschichten übereinander angetroffen (Schollen?).

⁶² Es war nicht festzustellen, ob die im folgenden noch mehrfach angegebene „wellige Lagerung des Flözes“ glazigener Natur ist oder es sich um Erosionswirkungen handelt.

Über die ehemaligen Gruben „Daniel“ und „Rothstein“ (südlich des Domsdorfer Gebietes), „Erna“ (bei Lindena, im Bereich des Beckens) und „Emilie“ (östlich Hennersdorf) waren keine Angaben über die Lagerungsverhältnisse zu ermitteln.

Thümmersche Kiesgrube (SSE Hennersdorf): K. GENIESER (1952) beobachtete hier eine NE fallende, NW-SE streichende Faltenüberschiebung von miozänen Sanden und Kiesen auf pleistozäne Sande, einfache NE fallende Überschiebungen mit eingequetschten Fetzen von Braunkohle und Kohlenton sowie Steilstellungen der miozänen und pleistozänen Ablagerungen. — Diese Feststellungen vom Nordrand der Hennersdorfer Endmoräne lassen vermuten, daß auch in der östlich der Kiesgrube gelegenen ehemaligen Grube „Emilie“ stärkere Lagerungsstörungen vorhanden waren.

Einzelvorkommen: in zahlreichen Bohrungen in der Umgebung von Doberlug-Kirchhain, Werenzhain und Arenzhain wurden pleistozäne und miozäne Schichten in mehrfacher Wechsellagerung und beim Abteufen des Schachtes Kirchhain Flözstörungen bis zu einer Tiefe von + 16 m NN angetroffen (nach E. SEICHTER 1954); auch südlich Doberlug scheinen glazigene Flözdeformationen vorhanden zu sein: etwa 1 km südwestlich Oppelhain traf eine bei + 102,6 m NN angesetzte Bohrung unter nur 3,2 m Pleistozän bei + 67,2 m NN 0,8 m Kohle und bei - 4,0 m NN weitere 2,1 m Kohle an, während eine andere Bohrung 3,5 km östlich Oppelhain 1,5 m Kohle ab + 88 m NN, 0,9 m Kohle ab + 70,2 m NN und 2,4 m Kohle bei + 65,2 m NN durchteufte.

Über das Alter und die Ursachen der Störungen macht E. SEICHTER (1954) leider nur wenige bzw. nicht den Kern der Frage treffende Aussagen. Zum Alter der Flözdeformationen ist zunächst zu sagen, daß eine genaue Zuordnung zu einer bestimmten Vereisung nicht möglich ist, da aus den vorliegenden Profilen und Bohrerergebnissen die Lagerungsverhältnisse der beiden Geschiebemergel meist nicht sicher erkennbar sind. Es bestehen wohl kaum Zweifel, daß die oben erwähnten Endmoränen in einem späteren Stadium der Riß-(Saale-)Eiszeit gebildet wurden (vergleichbar mit der Bad Schmiedeberg-Belgern-Stauchendmoräne) und das Gebiet die letzte Überprägung in dieser Zeit erhielt. Ein großer Teil der Flözstörungen liegt — wie aus Beilage 15 ersichtlich — im Bereich dieser morphologisch hervortretenden Stauchmoränen und „endmoränenartigen“ Höhen. Andererseits ist aber gelegentlich auch ein älterer Geschiebemergel direkt im Hangenden der gestörten Kohle beobachtet worden, so daß offenbar auch ältere Deformationen vorhanden sind. Außerdem ergibt sich folgende Schwierigkeit bzw. Unstimmigkeit: Die im Mittel geringe Störungsintensität (verglichen mit anderen Stauchungsgebieten) und die auch nicht sehr starke Ausprägung der Endmoränen deuten an, daß der erwähnte spätrißeiszeitliche Vorstoß relativ schwach war; demgegenüber müssen bei der Abscherung der großen Flözscholle und bei ihrem Transport recht erhebliche Schubkräfte wirksam gewesen sein. Ein derartig kräftiger Vorstoß hätte jedoch allgemein stärkere Deformationen in der Umgebung verursachen müssen. — Obwohl eine restlose Klärung aller dieser mit der Genese der glazigenen Störungen zusammenhängenden Fragen wegen der unzureichenden Feldbeobachtungen und der sich aus den Bohrerergebnissen zwangsläufig ergebenden Unsicherheiten z. Z. noch nicht möglich ist, sollen die möglichen Entstehungsbedingungen für die Lagerungsstörungen kurz diskutiert werden.

Die Mehrzahl der beobachteten Deformationen, vor allem an der „Tröbitzer Flözscholle“, weisen auf eine Entstehung durch die Schubkraft einer aus etwa

nord- bis nordöstlicher Richtung vorstoßenden Eismasse. Unklar ist im ehem. Tagebau Tröbitz-Ost das Vorhandensein einer großen NE-SW streichenden Verdrückung, zumal K. GENIESER hier auch eine nach SSW überkippte Flözfalte beobachtete. Die einfachste Erklärung dafür wäre die Annahme einer zweimaligen Beanspruchung aus verschiedenen Richtungen. Auch die von E. PICARD erwähnten steilen N-S streichenden Flözaufpressungen in den ehem. Gruben „Wilhelm“ und „Louise“ passen nicht ganz in die Vorstellung eines Eisschubes aus NE. Allerdings könnte es sich bei diesen Aufpressungen um statische Deformationen handeln, die unter senkrecht zur Bewegungsrichtung des Eises aufgerissenen Spalten entstanden sind. Genauere Angaben über den Charakter dieser von E. PICARD erwähnten Flözaufpressungen konnten leider nicht ermittelt werden.

Welche Ursachen können für die Entstehung der Störungen vor dem von N-NE vordringenden Eis angegeben werden? In Hinblick auf das Vorhandensein von einer großen Zahl vorwiegend mit Sanden und Kiesen ausgefüllten, z. T. bis unter das Niveau der Kohle reichenden Erosionsrinnen ist es naheliegend, in diesen im gefrorenen Zustand „starren Blöcken“ ein Widerlager bei der Schubbeeinflussung des Untergrundes zu erblicken. Bei der starken Zerteilung und Zerlappung des Unterflözes in dem behandelten Gebiet könnte damit das oftmals scheinbar regellose und räumlich eng begrenzte Auftreten der Deformationen recht gut geklärt werden. Außerdem muß man aber hier zweifellos auch eine Beeinflussung der Eisbewegung durch den prätertiären Untergrund annehmen.

An drei Stellen des Gebietes (Beilage 15) tritt der prätertiäre Untergrund an die Oberfläche: in den Rothsteiner Klippen, im Steinbruch südlich Rothstein sowie in einem Steinbruch zwischen Lugau und Fischwasser. Bei den hier anstehenden Gesteinen, die man früher in das Algonkium eingestuft hatte, handelt es sich nach den Untersuchungen von A. SCHÜLLER um quarzitische Hornsteine (Kieselsinterhornsteine), Kieselschiefer und Grauwacken unterkarbonen Alters. Durch zahlreiche Bohrungen vor allem nördlich und nordwestlich des letztgenannten Aufschlusses wurde festgestellt, daß der hier ebenfalls vorwiegend von unterkarbonen, z. T. aber auch von mittelkambrischen Schichten gebildete prätertiäre Untergrund durch WSW-ENE streichende Sättel und Mulden ein recht kräftiges Relief aufweist: (von N nach S)

Werenzhainer Mulde, Oberfläche des Paläozoikums bis etwa - 80 m NN absinkend;

Kirchhainer Sattel, unter Kirchhain bis + 50,5 m NN (Tertiär und Pleistozän nur 45 m mächtig) aufragend;

Hennersdorfer Mulde, Absenkung bis etwa - 60 m NN;

Lugauer Sattel, Paläozoikum bis über + 100 m NN aufragend (Steinbruch südwestlich Lugau!);

Oppelhainer Mulde, prätertiärer Untergrund nach N bis unter - 60 m NN abfallend;

Rothsteiner Sattel, Aufragung des Paläozoikums bis über + 80 m NN (anstehend!).

Obwohl der Verlauf der Isohypsen des prätertiären Untergrundes im Gebiet Tröbitz-Domsdorf noch nicht gesichert ist, muß aus den Bohrungen bei Lindena geschlossen werden, daß die frühere Annahme einer vom Rothsteiner Felsen bis nach Lugau reichenden Erhebung des Paläozoikums nicht zutrifft. Wahrscheinlich liegen hier zwei, durch einen Ausläufer der Oppelhainer Mulde getrennte Sattelzonen vor.

Die Höhenlage des Paläozoikums in den Sattelzonen läßt erkennen, daß das im Pleistozän südwärts vordringende Inlandeis mit Sicherheit von der Lugauer und Rothsteiner Aufsattelung und wahrscheinlich auch vom Kirchhainer Sattel zumindest zeitweilig behindert wurde. Vergleicht man die Lage der heute zu beobachtenden glazigenen Lagerungsstörungen mit dem prätertiären Relief, so ergibt sich folgendes:

1. Bereich des Lugauer Sattels – Hennersdorf–Finstertalder Endmoräne mit Störungen in Thümmers Ziegelei;
2. Bereich des Kirchhainer Sattels – im Westteil Schildaer Stauchmoräne, im Zentralgebiet und an der nördlichen Flanke Störungen im Schacht Kirchhain sowie in zahlreichen Bohrungen;
3. Nordostflanke des Rothsteiner Sattels – Flözstörungen im Bereich der Werksgruppe Domsdorf; „Tröbitzer Flözscholle“.

Der größte Teil der Lagerungsstörungen kann also mit den Erhebungen des Paläozoikums in Verbindung gebracht werden. Dabei ist zu bemerken, daß nicht nur die prätertiäre, sondern sicher auch die prämindel-(elster-)eiszeitliche Landoberfläche stark reliefiert war. So wurde z. B. in der Tiefbohrung Dobrilug VI in 119 bis 123 m Teufe (–2 bis –6 m NN) ein Geschiebemergel angetroffen, der wohl mit Sicherheit der Mindel-(Elster-)Eiszeit zuzuordnen ist und offenbar in einem ziemlich tief in die präglaziale Landoberfläche eingeschnittenen Tal abgelagert worden ist. Das südwärts vorstoßende Inlandeis fand also in diesem Gebiet nicht nur Tiefen-, sondern auch Oberflächenhindernisse vor, und alle Anzeichen sprechen dafür, daß die Lagerungsstörungen im Raum Domsdorf–Doberlug nicht gleichzeitig während eines jüngeren Eisvorstoßes, sondern teilweise schon während der ersten Vereisung Norddeutschlands entstanden, also in ihrer Gesamtheit mehrphasig sind. Die „Flözscholle von Tröbitz“ dürfte jedoch erst während des Riß-(Saale-)Glazials entstanden sein (Sande und Kiese mit nordischem Material zwischen der Flözscholle und dem ungestörten „Unterflöz“!).

4.42 Nordrand des Lausitzer Urstromtales zwischen Elsterwerda und Plessa

Zwischen dem Becken von Doberlug und dem von der Schwarzen Elster durchflossenen Lausitzer Urstromtal liegt die aus pleistozänen und tertiären Ablagerungen aufgebaute Hochfläche von Theisa–Dreska, der zwei ausgeprägte Endmoränenbögen aufgesetzt sind. Der eine Bogen erstreckt sich von Theisa in südöstlicher Richtung bis Döllingen, biegt hier nach Osten um und endet einige Kilometer nordöstlich Plessa. Bei Hohenleipisch vereinigt er sich mit dem zweiten, von Haida über Kraupa verlaufenden Bogen. Im Osten wird die erwähnte Hochfläche von einer Niederung begrenzt, an die sich ostwärts eine weitere Hochfläche anschließt, der ebenfalls eine – offenbar nur noch in Resten erhaltene – Endmoräne aufsitzt (Tschischerasche-Berge). Es bestehen keine Zweifel, daß diese Hochflächen, die eine mittlere Höhenlage von etwa + 110 m NN aufweisen, ursprünglich eine Einheit bildeten und erst später durch Schmelzwassererosion zerstückelt wurden. Während innerhalb der Endmoränen Höhen bis + 153 m NN

auftreten (höchste Erhebungen: im Raum Hohenleipisch die Pechofenberge mit + 144 m NN und der Weinberg mit + 146 m NN, die Güterbank zwischen Biehla und Kraupa mit + 153 m NN sowie in der Umgebung von Plessa der Hahnschberg mit + 144 m NN und der Kohlenberg mit + 150 m NN), liegt die Oberfläche des Urstromtales zwischen + 90 m und + 95 m NN.

Nach den Angaben der geologischen Karten (Blatt Elsterwerda und Blatt Oppelhain) setzt sich das Pleistozän im Bereich der Hochflächen und Endmoränen vorwiegend aus Sanden, kiesigen Sanden und Kiesen zusammen. Geschiebemergel ist anstehend nur am Südhang der Endmoräne westlich Hohenleipisch sowie in der Umgebung von Döllingen kartiert worden. Während dieser Geschiebemergel nach den Erläuterungen zu den genannten Blättern der Riß-(Saale-)Eiszeit zuzuordnen ist, wird ein älterer Geschiebemergel nur aus einem Brunnenschacht in Döllingen (in 10,5 m Tiefe, 4 m mächtig) und aus der ehemaligen Braunkohlengrube Agnes erwähnt. In neuerer Zeit wurde beim Abräumen der Endmoräne im Gebiet des Tagebaues Plessa in recht großer Verbreitung und erheblicher Mächtigkeit (bis etwa 30 m) ein grauer Geschiebemergel angetroffen, der wahrscheinlich auch dem Hauptvorstoß der Riß-(Saale-)Eiszeit zugeordnet werden kann. Die Gesamtmächtigkeit des Pleistozäns ist recht unterschiedlich und schwankt nach den bisherigen Kenntnissen zwischen 1 bis 2 m und etwa 50 m (in der Plessaer Endmoräne). Bemerkenswert ist, daß das Pleistozän in der Niederung (Oberfläche bei + 95 bis + 100 m NN) zwischen der Plessaer Endmoräne und den Tschischerasche-Bergen stets weniger als 10 m, im Urstromtal jedoch offenbar durchweg 20 bis 30 m und mehr mächtig ist.

Unter dem Pleistozän liegen im gesamten Gebiet die Ablagerungen des Miozäns. Sie bestehen aus grauen Sanden, dunklen Tonen und Letten wechselnder Mächtigkeit sowie der Braunkohle des Lausitzer Unterflözes (Flöz II), das jedoch im nordwestlichen Teil der Hochfläche (etwa jenseits der Linie Kraupa-Oppelhain) und im Bereich des Urstromtales infolge Erosion zerstört ist. Die Oberfläche des zweiten Lausitzer Flözes liegt südlich Oppelhain am Rand der Auswaschung bei + 67 m NN und steigt nach Süden bis auf etwa + 90 bis + 98 m NN bei Plessa an. In Bohrungen nördlich Hohenleipisch (siehe Blatt Oppelhain) wurde etwa 10 bis 15 m über diesem Flöz einige Male wiederum Kohle erbohrt. Hierbei handelt es sich, sofern keine gestörten Lagerungsverhältnisse vorliegen, wahrscheinlich nur um eine lokale Sonderentwicklung oder einen abgespaltenen Teil des Unterflözes. Das in der Bohrung 3 (Blatt Oppelhain) rund 33 m über dem Unterflöz angetroffene 3,5 m mächtige weitere Flöz (Höhenlage der Oberfläche + 122,3 m NN) dürfte der normale Oberbegleiter des zweiten Lausitzer Flözes sein. — Etwa 10 m unter dem zweiten Lausitzer Flöz wurde an mehreren Punkten sowohl im Bereich der Hochfläche als auch in der östlich anschließenden Niederung der sog. Unterbegleiter des Unterflözes und darunter gelegentlich das dritte Lausitzer Flöz sowie das Oberoligozän mit grau-weißen Tonen und dem vierten Flöz der Lausitz (= Bitterfelder Flöz) erbohrt. Den prätertiären Untergrund hat — soweit dem Verf. bekannt — jedoch leider keine der in diesem Raum niedergebrachten Bohrungen erreicht.

Im Bereich der Endmoränen sind die Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns und des Miozäns teilweise recht kräftig gestört.

Ehemalige Braunkohlengrube „Gotthold“ (nördlich Kraupa, Blatt Oppelhain). Nach den Erläuterungen zur geologischen Karte Blatt Oppelhain soll hier das 5 m mächtige Unterflöz direkt unter pleistozänen Sanden und Kiesen gelegen haben (nach O. v. LINSTOW in KLEIN 1927, S. 171, soll die Mächtigkeit der Kohle sogar bis 16 m und die des Deckgebirges 3 bis 6 m betragen haben; Näheres unbekannt). Demgegenüber haben die nur 1 bis 1,2 km N bzw. ENE der Grube gelegenen Bohrungen Nr. 2 und 3 (Blatt Oppelhain) folgende Ergebnisse gezeitigt:

Bohrung 2 (Ansatz bei + 126,75 m NN)

0 bis 27,4 m Pleistozän

27,4 bis 123,0 m Miozän, darin nur von 49,2 bis 51,8 m Braunkohle (+ 77,6 bis 75,0 m NN)

Bohrung 3 (Ansatz bei + 136 m NN)

0 bis 9,3 m Pleistozän

9,3 bis 75,4 m Miozän, darin Braunkohle

von 13,7 bis 17,2 m (+ 122,3 bis 118,8 m NN)

39,8 bis 42,7 m (+ 96,2 bis 93,3 m NN)

50,9 bis 52,3 m (+ 85,1 bis 83,7 m NN)

Nach den allgemeinen Lagerungsverhältnissen in der weiteren Umgebung müßte im Gebiet der Grube „Gotthold“ das Unterflöz etwa bei + 85 m NN liegen und ungefähr 3 bis 4 m (maximal) mächtig sein. Die Schichtenverzeichnisse der genannten beiden Bohrungen lassen keine Lagerungsstörungen (schuppenförmige Lagerung oder Flözsollen) erkennen, und man muß dementsprechend die in Bl. 3 über dem Unterflöz erbohrten Braunkohlenhorizonte als den Oberbegleiter des Unterflözes ansprechen oder aber eine sehr starke Aufspaltung des Unterflözes annehmen. Dem letzteren widerspricht das Ergebnis der Bohrung 2, die in unmittelbarer Nähe der Erosionsgrenze des Unterflözes steht. Die für Grube „Gotthold“ angegebene Deckgebirgs- und Flözmächtigkeit läßt daher nur zwei Deutungsmöglichkeiten zu: Entweder gehörte die ehemals abgebaute Kohle nicht zum Unterflöz oder es liegt hier eine lokale Lagerungsstörung vor.

Ehemalige Braunkohlengrube „Anna“ (östlich Kraupa). In den Erläuterungen zu Blatt Elsterwerda wird angegeben: Pleistozän (z. T. stark gestört) 3 bis 6 m, miozäner Ton 0 bis 3 m, Braunkohle 3 bis 16 m mächtig; Hangendton z. T. in die Kohle gepreßt; Flöz fällt am Nordstoß mit etwa 45° nach Osten ein. Offenbar liegt hier ein im Bereich der Endmoräne Heida-Kraupa annähernd N-S streichender Flözsattel vor. Ob es sich dabei um das Unterflöz handelt, muß ungeklärt bleiben.

Ehemalige Braunkohlengrube „Robert“ (nördlich Biehla). Abbau des 2 bis 6 m mächtigen Unterflözes (?) unter 12 bis 15 m Deckgebirge. Nach Angabe der Lagerstättenkarte (Blatt Lübben, 1910) lag hier ein etwa NE-SW streichender Flözsattel vor.

Formsandgruben westlich der Grube „Robert“. Unter 15 m pleistozänen Sanden und Kiesen folgen 17 m Quarzsand, 5 m Formsand, 1 m Braunkohle und 9 m Formsand. Nach den Erläuterungen zu Blatt Elsterwerda fällt die Schichtenfolge (einschl. des Pleistozäns?; der Verfasser) mit 45° nach SE ein. Auch hier liegt offenbar ein NE-SW streichender Sattel vor. Eine weitere, gleichgerichtete Aufsattelung deutet sich in den unter 45° nach NW einfallenden Quarzsanden nördlich des Friedhofes von Biehla an.

Umgebung von Döllingen. Über die Lagerungsverhältnisse im Gebiet der auflässigen Gruben „Louise - Anna“ (nördlich Döllingen, innerhalb der Endmoräne), „Emilie“ (südwestlich Döllingen; Kohle örtlich bis 12 m mächtig!) und „Ada“ (südlich des Ortes; söhlige Lagerung) liegen keine weitere Angaben vor. Jedoch wird man

für die beiden erstgenannten mit Sicherheit das Vorkommen von Störungen annehmen dürfen.

Umgebung von Hohenleipisch. Im Eisenbahneinschnitt östlich des Ortes standen miozäne Quarzsande in gestörter Lagerung an. In den östlich der Bahn gelegenen Ton- und Sandgruben ist die Lagerung ebenfalls z. T. stark gestört (teilweise saiger stehend!).

Ehemaliger Tagebau „Agnes“ nordöstlich Plessa. Die Grube lag unmittelbar am Rande des Urstromtales und damit an der Erosionsgrenze des Unterflözes, das (nach den Erläuterungen zu Blatt Elsterwerda), abgesehen von einigen flachen Sätteln und Mulden, unter 2 bis 10 m mächtigen pleistozänen Sanden und Kiesen, 5 bis 7 m miozänen Sanden und Tonen sowie einem etwa 1 m mächtigen oberen, abgespaltenen Flöz völlig ruhig lag. Diese Angaben sind jedoch offenbar nicht völlig korrekt, denn noch vor wenigen Jahren konnte der Verfasser an der Nordwestecke des in dem ehemaligen Tagebaugelände östlich der Brikettfabrik gelegenen Klärteiches Reste einer Flözaufstauchung mit kräftiger Fältelung der rund 3 m mächtigen hangenden Kohlenletten und Sande beobachten. — Nachdem das Feld der Grube „Agnes“ zwischen dem Urstromtal und dem Südrand der Endmoräne bis zu der ostwärts liegenden „Flözauswaschung“ ausgekohlt war, entschloß man sich, den Abbau des Unterflözes nördlich des alten Tagebaues im Bereich der Endmoräne fortzusetzen. Dabei wurde die Plessaer Endmoräne zunächst etwa rechtwinklig zu ihrem Streichen angeschnitten und dann mit allmählicher Schwenkung der Strosse von N-S nach NE-SW (Schwenkpunkt im Norden) fortschreitend abgeräumt. Die Bohrerergebnisse und die Baggerschnitte ermöglichten einen hervorragenden Einblick in den inneren Aufbau dieser Endmoräne, so daß es berechtigt erscheint, auf die hier festgestellten Lagerungsverhältnisse ausführlich einzugehen.

Die Lagerungsverhältnisse im Abbaufeld des BKW Plessa

Das Baufeld des BKW Plessa liegt fast ausschließlich im Bereich der riß-(saale-)eiszeitlichen Plessaer Endmoräne (Beilage 7). Es wird im Norden von der zwischen der Endmoräne und den Tschischerasche-Bergen liegenden Niederung, unter der die Mächtigkeit der Kohle des Lausitzer Unterflözes stark abnimmt, und im Süden durch das ehem. Tagebaufeld der Grube Agnes sowie deren alten Tiefbaue im Gebiet des Hahnschberges begrenzt. Die Liegendfläche des unter der Endmoräne im Mittel 7 bis 8 m mächtigen Lausitzer Unterflözes steigt von etwa + 80 m bis + 85 m NN im Norden auf + 90 m bis + 95 m NN an der Grenze zur ausgekohlten Grube Agnes an. Das Liegende des Unterflözes wird von Kohlenletten und hellen Quarzsanden gebildet (Tafel 13/5–7). Im Hangenden treten nördlich der Endmoräne über dem Flöz zunächst dunkle Tone und Letten mit ein bis zwei gering mächtigen Flözen auf, darüber liegen miozäne Glimmersande und schließlich pleistozäne Sande. In der Endmoräne ist die Zusammensetzung des Deckgebirges im östlichen Teil durch die Vorherrschaft eines mächtigen grauen Geschiebemergels, im westlichen Teil dagegen durch sandige Ablagerungen gekennzeichnet. Das Verhältnis D : K erreicht in der Endmoräne Werte bis 8 : 1. Lokal sind die Lagerungsverhältnisse des Miozäns und Pleistozäns glazigen stark gestört.

Um ein genaueres Bild von der Lage und dem Verlauf der Flözdeformationen zu erhalten, wurden die dem Verfasser von der Werkleitung des BKW Plessa in dankenswerter Weise zur Verfügung gestellten Profile umgezeichnet und zu einer raumbild-

ähnlichen Darstellung zusammengestellt (Beilage 6). Dabei mußte allerdings aus Gründen der besseren Übersicht auf eine Gliederung des Deckgebirges verzichtet werden. Außerdem wurde der Abstand der Profile gegenüber dem Maßstab der Darstellung etwas vergrößert. — Die wesentlichsten Merkmale der Lagerungsverhältnisse von Kohle und Deckgebirge sind im Folgenden kurz erläutert.

Die östlichen Profile A und B weisen im Bereich der Endmoräne keine nennenswerten Lagerungsstörungen auf. Ob die lokalen Flözanschwellungen a und b durch glazigene Druckwirkungen entstanden sind, ist nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Demgegenüber dürften die Mächtigkeitszunahmen des Flözes bei c, d und e in Profil 1 sicher als durch Eisdruck oder -schub verursachte Massenerwanderungen der Kohle zu deuten sein, und die Störung f im Profil 1a stellt wahrscheinlich eine glazigene Flözaufsattelung mit aktiver Einpressung der Hangendletten auf der „Luvseite“ dar. Bei x_1 und x_2 in den Profilen 1a und 2 haben die Bohrungen im Niveau des sonst ungestörten Flözes graue Sande, überlagert von grauem Geschiebemergel, angetroffen. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei nicht um eine glazigene Störung, sondern um eine lokale Zerstörung des Flözes durch Erosion. — Zur Kennzeichnung der Zusammensetzung und Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges im östlichen Teil des Feldes sind auf Beilage 8 die Verhältnisse im Bereich des Profiles 1 dargestellt. Nördlich der Endmoräne ist die normale pleistozäne und miozäne Schichtenfolge des Flözhangenden bis zu den Kohlenletten durch nachträgliche Erosion zerstört worden. Den Kern der Endmoräne bildet ein bis 30 m mächtiger grauer Geschiebemergel, der zwischen +100 m NN und +105 m NN miozänen Glimmersanden auflagert und von gelben pleistozänen Sanden überlagert wird. Am Südrand der Endmoräne liegt in den Profilen 1, 1a und 2 eine schuppenförmige Aufstapelung von Sand-, Ton-, Letten- und einzelnen kleineren Kohlenschollen vor. Im gleichen Bereich weist auch das Unterflöz einige schwache Deformationen auf. Der Geschiebemergelkern der Endmoräne erstreckt sich nach Westen bis zu den Profilen 3 bis 4. Im oberen Teil des Geschiebemergels traten verbreitet Schollen von tertiären Tonen und Kohlenletten sowie eine größere Bändertonscholle auf. An dieser Bändertonscholle fiel die weitgehend ungestörte Lagerung der Warven auf (Tafel 17/4), woraus auf einen Transport der Scholle in gefrorenem Zustande geschlossen werden muß. Obwohl in dem Geschiebemergel verbreitet mehr oder weniger mächtige Sandeinlagerungen vorhanden waren, konnten weder aus den Bohrprofilen noch bei einer im Juni 1952 durchgeführten Aufnahme des gesamten Stoßes Anzeichen für eine Gliederung des Geschiebemergels oder das Vorhandensein einer schuppenförmigen Lagerung in ihm (Stapelmoräne im Sinne von K. v. BÜLOW) festgestellt werden. Eine Schollenstapelung war, soweit es der Verf. beobachten konnte, nur im südlichsten Teil des Geschiebemergels und (wie oben erwähnt) südlich des Geschiebemergels vorhanden (vgl. Beilage 8). Die Sand- und Toneinlagerungen sowie die Kohlenletten und -sande im Liegenden des Geschiebemergels waren teilweise hier auch stark verfaltet und miteinander verknetet (vgl. F. ISSEL 1951).

Westlich von Profil 1a nimmt die Intensität der Flözstörungen erheblich zu. Besonders charakteristisch ist zunächst die Fortsetzung der bereits erwähnten,

unmittelbar unter dem Nordrand der Endmoräne liegenden Flözdeformation f nach Westen (Beilage 6, Punkte $h-i-m-p$). Während die Störungen h und i nach ihrer Form noch als statische Aufsattelungen angesprochen werden könnten, weist ihre westliche Fortsetzung ($m-p$) eindeutig auf eine glazigene Schubbeanspruchung. Im Profil 3 spaltet die Randstörung $f-h-i$ in zwei, etwa 150 m voneinander entfernte Flözsättel (l und m) auf, die beim Anschnitt im Tagebau von den Werksangehörigen als „Kamelhöcker“ bezeichnet worden waren (Tafel 13/3, 4). Zwischen den beiden Flözbuckeln waren in das Flöz eingefaltete Hangendsande zu beobachten. Auffälligerweise zeigt hier die Endmoräne eine etwas weitere Ausdehnung nach Norden als bisher, so daß man die Falte m als Fortsetzung der bisherigen (östlichen) und l vielleicht als neue Randstörung ansprechen kann. Eine weitere Störungszone tritt von Profil 2 (Mächtigungszunahme des Flözes) nach Westen ($j-n-q$) unter dem zentralen Bereich der Endmoräne in Erscheinung. Die im nördlichen Teil des Feldes nur durch wenige Bohrungen belegten Flözdeformationen g und k sind genetisch nicht genauer zu identifizieren (Flözschuppen?). — Bemerkenswert ist, daß im Bereich der Endmoräne zwischen den Profilen 1a und 3 über der Kohle teilweise unmittelbar oder nur durch wenig mächtige graue Sande getrennt der bereits erwähnte graue Geschiebemergel liegt, das Flöz jedoch unter dem Geschiebemergel mit Ausnahme der schwachen Auffaltung j und Texturänderungen keine stärkeren Deformationen aufweist. Über der Sattelzone $f-m$ fehlt der Geschiebemergel im Deckgebirge, das sich hier aus den hangenden Kohlenletten sowie tertiären und pleistozänen Sanden zusammensetzt.

Die größte Intensität erreichen die Flözdeformationen westlich von Profil 3. Morphologisch ist dieser mittlere Teil des Baufeldes Plessa durch eine allmähliche Erniedrigung der Endmoräne, eine weitere Ausdehnung der Höhen nach Norden und eine stärkere Zergliederung des im östlichen Teil einheitlichen Endmoränenrückens charakterisiert. Der Flözfaltenzug $f-h-i-m$ setzt sich im Profil 4 (jetzt nicht mehr als Randstörung!) in der Störung p fort und klingt dann weiter nach Westen aus. Durch eine offenbar lokal stärkere Schubbeanspruchung ist das Flöz im Bereich der Störung p zerschert und die bisherige nördliche Sattelflanke steil aufgerichtet worden. Die hangenden Kohlenletten und die zwischen den einzelnen Lettenschichten liegenden Sande behielten weitgehend ihren Zusammenhalt und wurden insgesamt zu einem großen Sattel aufgefaltet. In seinem Inneren wurden die Einzelschichten entsprechend ihrer unterschiedlichen Reaktion auf die Schubbeanspruchung intensiv disharmonisch gefaltet und gefältelt (Tafel 14/1–8; Tafel 15/1, 2; Tafel 16/1–4). Besonders interessant dürfte die Beobachtung sein, daß die Letten im Sattelscheitel bei dem Zusammenschub nicht nach dem Hangenden, sondern ins Liegende ausgewichen sind (Muldenstellung der Fältelung; Tafel 16/3). Die Fortsetzung der (bezogen auf die Endmoräne) inneren Flözaufsattelung $j-n$ stellt in Profil 4 die schon von F. ISSEL (1951) und H. LEHMANN (1955) abgebildete Störung (in Beilage 6: q) dar. Hier ist die Kohle infolge ihrer hohen Plastizität bei der glazigenen Beanspruchung — ähnlich wie bei einer statischen Aufpressung — aus dem Sat-

telscheitel steil in das Deckgebirge ausgepreßt worden.⁶³ Dabei handelt es sich jedoch offenbar nur um eine lokale Erscheinung, denn in dem benachbarten Profil 5 ist diese Störung nur noch als einfacher, aufrechter, weitspanniger Flöz-sattel (*s*) ausgebildet (Tafel 13/2, 5–8). Der Charakter der Störung *o* in Profil 4 (nur erbohrt!) ist nicht mit Sicherheit zu identifizieren. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine der Deformation *l* entsprechende „Randstörung“ am Fuße der Endmoräne. — Während die Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges im Profil 4 noch ziemlich stark gestört waren, treten im Profil 5 südlich der Störung *s* auffallenderweise keinerlei Deformationen auf (Tafel 13/1). Bemerkenswert ist ferner, daß die erwähnte Flözaufpressung *q* in das mächtige Geschiebemergelpaket der Endmoräne hineinragte, d. h. dieser Geschiebemergel zur Zeit der Deformation bereits vorhanden gewesen sein muß. Besonders starke Spezialstörungen konnten an der Nordflanke des Sattels *p* beobachtet werden. Während die Lettenzone eine kräftige Aufsattelung zeigte, waren die darüberliegenden Quarzsande an die Sattelflanke herangeschuppt (Tafel 16/5–7), so daß man den Eindruck gewann, daß hier erst der Flöz- und Letten-Sattel aufgefaltet worden war und die Sande dann vor diesem Hindernis schuppenförmig aufgestapelt worden sind. In Wirklichkeit dürfte es sich jedoch um gleichzeitige Bildungen handeln, die Zeugnis für die unterschiedliche Reaktion von petrographisch verschiedenen Ablagerungen gegenüber einer gleichartigen Beanspruchung ablegen. Schließlich ist noch zu erwähnen, daß unmittelbar südlich von *p* (d. h. zwischen *p* und *q*) die gesamte Schichtenfolge vom Flöz bis zur Oberfläche mit Ausnahme einiger kleiner Bruchdeformationen (Tafel 15/5–7) keinerlei Störungen aufwies.

Westlich von Profil 5 ist nur noch ein Faltenzug, nämlich die Fortsetzung der Sattelzone *j–n–q–s* vorhanden. Der Scheitel des Flöz- und Lettensattels ist hier durch spätere Erosion zerstört worden (*u*₁, *u*₂ in den Profilen 6 und 7) und die Intensität der Flözdeformation nimmt westlich von Profil 7 immer mehr ab (*u*₃, *u*₄, *u*₅), um schließlich in eine einfache Flözverbiegung überzugehen. Eine Deutung der im Nordteil des Feldes zwischen den Profilen 8 und *M/N* festgestellten Störungszone *y*₁ bis *y*₆ ist allein aus den Bohrergebnissen (Bohrnetz in diesem Gebiet sehr weitmaschig!) kaum möglich. — Vergleicht man die Lage des Baufeldes mit derjenigen der Endmoräne (Beilage 7), so erkennt man, daß westlich Profil 8 der größte Teil des Feldes außerhalb der Endmoräne (Begrenzung von der Geologischen Karte Blatt Elsterwerda übernommen) liegt. Die Höhenlage und Morphologie der Oberfläche dieses Westfeldes und die relativ ruhige Lage des Flözes stimmen damit völlig überein. Es wäre zweifellos von Interesse gewesen, auch die Lagerungsverhältnisse im Gebiet des Hahnschberges, d. h. in der südlichen Fortsetzung der Profile 9, 10, *M* und *L* darzustellen. Leider war es jedoch nicht möglich, entsprechende Unterlagen über die Flöz-

⁶³ Leider hatte der Verf. keine Gelegenheit, diese Störung im Aufschluß zu beobachten. Nach Mitteilungen von Werksangehörigen sollen jedoch tatsächlich die im Profil angegebenen Verhältnisse beim Abbau vorhanden gewesen sein. — Eine ähnliche, allerdings nur kleine Kohlenauspressung aus einem Sattelscheitel konnte im Tagebau Etzdorf festgestellt werden (Tafel 22/5, 6).

lagerung im Gebiete des hier liegenden alten Tiefbaues der Grube Agnes zu erhalten. O. v. LINSTOW (in G. KLEIN 1927, S. 171) gibt für das Gebiet Elsterwerda—Plessa nur ganz allgemein an: „Die Lagerung des Flözes ist recht söhlig“. Das steht im Widerspruch zu der Feststellung von Lagerungsstörungen im Nordwestteil des ehem. Tagebaues Agnes, die vermuten lassen, daß auch im Gebiet des Hahnschberges mehr oder weniger intensive glazigene Flözdeformationen vorhanden gewesen sein müssen.

Einige Bemerkungen seien noch über die Flözlagerung in dem nördlich des Ostteiles vom Bauheld Plessa gelegenen Feld Plessa—Lauch angeschlossen. Nach den bisher vorhandenen Bohrergebnissen liegt das Unterflöz hier unter einem im Mittel nur 4 bis 5 m mächtigen, vorwiegend sandig-kiesigen Deckgebirge mit Ausnahme einiger erosiver Beeinflussungen (Erosionsrinnen) relativ ruhig. Nur südlich von den Tschischerasche-Bergen und vom See-Berg scheinen einige flache, W—E streichende Flözfalten vorzuliegen. Erwähnt sei ferner, daß am Nordabhang der Tschischerasche-Berge zwischen + 120 und + 125 m NN ein heller miozäner Ton zutage trat und ehemals in einer kleinen Grube abgebaut wurde. Über die Art der Lagerung liegen keine Angaben vor. In Hinblick auf die Verhältnisse im Bereich der Ochsen-Berge nördlich Klein Leipisch könnte auch hier ungestörtes Miozän vorliegen. Es kann sich jedoch auch um eine Miozän-scholle oder -schuppe handeln, so daß man die Tschischerasche-Berge dann als Stauchmoräne ansprechen müßte.

Zur Genese der Lagerungsstörungen im Raume Elsterwerda—Plessa

Über die Verhältnisse im Gebiet Kraupa—Biehla sind keine genaueren Aussagen möglich. Die Streichrichtung der Flözstörungen (östlich Kraupa N—S und nördlich bis nordwestlich Biehla NE—SW) stimmt mit dem Verlauf des Endmoränenbogens in diesem Bereich überein, so daß es sich hier um Deformationen innerhalb einer Eisrandlage handeln könnte. Für eine eingehendere Analyse sind die vorliegenden Angaben über Schichtenfolge, Untergrundverhältnisse usw. leider nicht ausreichend.

Auch im Gebiet von Plessa stimmt die Streichrichtung der Störungen mit der morphologisch klar hervortretenden Endmoräne überein, aber sowohl die Flözdeformationen als auch die Lagerungsverhältnisse des Deckgebirges sind für eine Stauchendmoräne ungewöhnlich. Diese Tatsache und die guten Aufschlußverhältnisse ließen eine nähere Untersuchung lohnend erscheinen.

Der prätertiäre Untergrund ist im vorliegenden Gebiet nur von einer Bohrung im Urstromtal südlich Plessa sowie von einer Bohrung südöstlich Mückenberg erreicht worden (Tabelle 5, Bild 7). Während am Südrand des Lausitzer Urstromtales das Prätertiär (Grauwacken) östlich Großthiemig noch bei + 105 bis + 110 m NN ansteht, hat die Bohrung 2 verwitterte paläozoische Schiefer bei + 57 m NN und die Bohrung Bärhaus 3 diese Schiefer bei + 46 m NN angetroffen. Der prätertiäre Untergrund taucht also allmählich nach Norden ab. Nördlich der Ochsen-Berge bei Klein Leipisch hat eine Bohrung graublaue

Tabelle 5. Bohrungen im Gebiet des Lausitzer Urstromtales bei Plessa

Bohrung 1 (Ansatzpunkt + 91,6 m NN)		
0 — 38,5 m	flintführende Sande	
38,5 — 61,4 m	Feinsande, schluffig, grau	
61,4 — 66,0 m	Feinsande und Mergelsand ohne Feuerstein	
66,0 — 66,2 m	Geschiebemergel, dunkelgrau	
Bohrung 2 (Ansatzpunkt + 92 m NN)		
0 — 12,95 m	Feinsand mit Flint	
12,95 — 14,35 m	Geschiebemergel	
14,35 — 17,6 m	Fein- und Grobsand mit Flint	
17,6 — 18,55 m	Geschiebemergel mit Kohleteilchen	
18,55 — 27,0 m	Fein- und Grobsand mit Flint	
27,0 — 33,25 m	toniger Sand mit Feinkies	
33,25 — 34,0 m	Geschiebelehm mit Kohleteilchen	
34,0 — 34,2 m	hellgrauer bis bläulichgrauer Ton mit Schieferbruchstücken	
Bohrung 3 = Bärhaus (Ansatzpunkt + 94 m NN)		
0 — 3,1 m	gelblicher, mittelkörniger Sand	
3,1 — 31 m	Feinkies, grobsandig	
31 — 39 m	Sand, mittelkörnig, graubraun mit fein verteilter Braunkohle	
39 — 47,6 m	Grobsand, kiesig, grau	
47,6 — 50,9 m	Tonschiefer, gelblich grün	

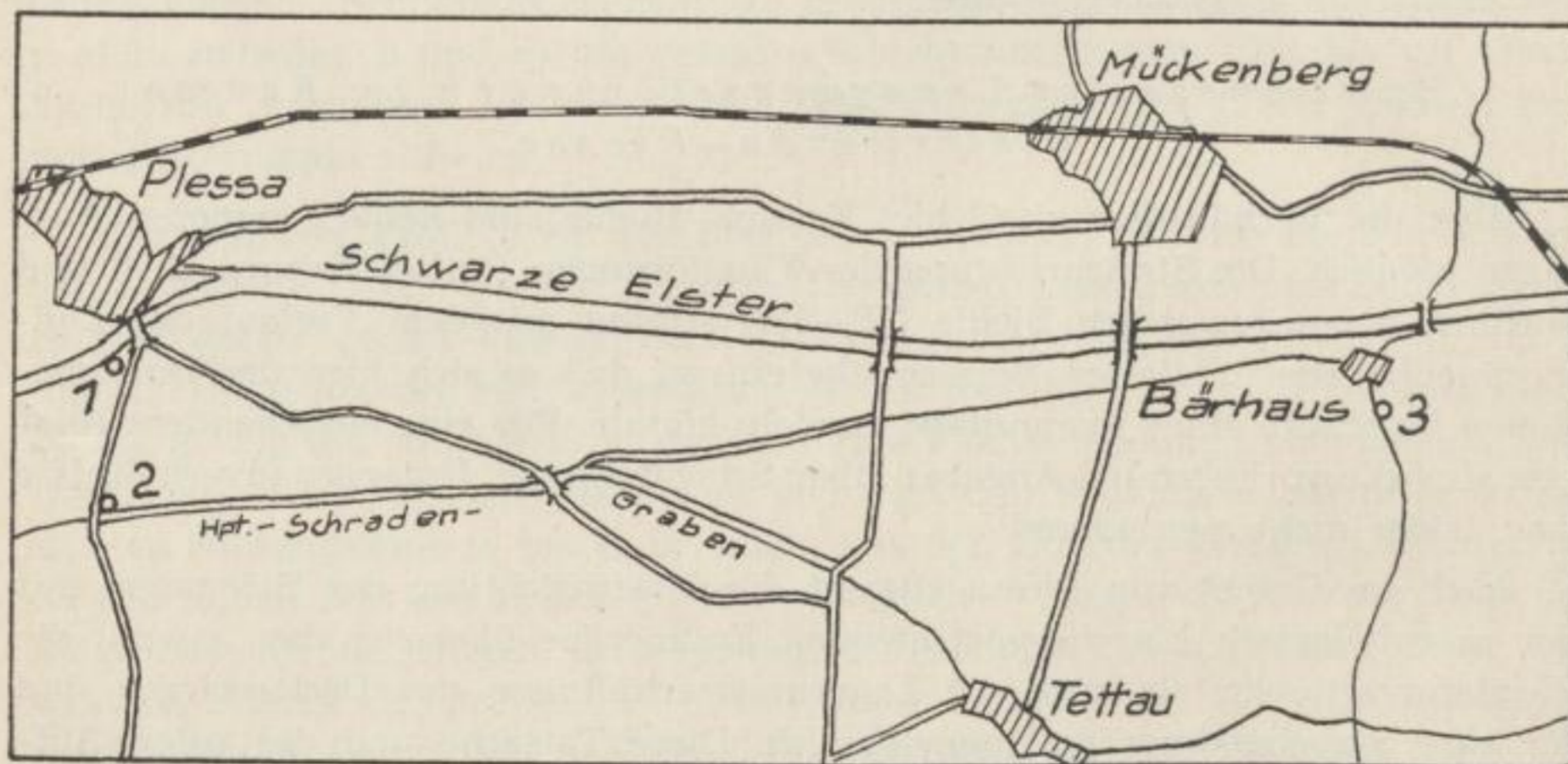


Bild 7. Lageskizze, Maßstab 1 : 100 000

paläozoische Schiefer erst bei $-28,5$ m NN angetroffen. Diesen Befunden steht die Mitteilung einer Bohrung 2,5 km westlich Grünewalde durch E. BERGMANN (1955) entgegen, die das Paläozoikum bei $+61$ m NN erreicht haben soll. Leider konnte über diese Bohrung nichts Näheres (genaue Lage, Höhe des Ansatzpunktes usw.) ermittelt werden, so daß es nicht ratsam ist, irgendwelche weittragende Schlußfolgerungen an diese Mitteilung anzuschließen. Unklar muß auch die lokal starke Anreicherung von Grauwackengeröllen bzw. -geschieben

in den Blockpackungen der endmoränenartigen Höhenrücken (Lokalmoräne?) zwischen Kahla und Dreska nordöstlich Elsterwerda bleiben. In den Erläuterungen zu Blatt Elsterwerda (1926, S. 14) heißt es: „Sie deuten an, daß in nächster Nähe eine Kuppe paläozoischer Gesteine bis nahe an die Oberfläche reichen muß.“ Leider konnten derartige Aufragungen des Paläozoikums nördlich des Urstromtales bisher nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Andererseits ist es nicht schwierig, die in den saaleeiszeitlichen Ablagerungen vorkommenden Grauwackenreicherungen mit den am Südrand des Lausitzer Urstromtales anstehenden Grauwacken in Verbindung zu bringen, da — wie im Folgenden gezeigt wird — das Tal zu dieser Zeit sicher schon vorhanden war. Es ergibt sich also, daß gegenwärtig noch keine sicheren Anzeichen über Aufragungen des Paläozoikums vorliegen, die das vordringende Inlandeis behindern und damit zu stärkeren glazigenen Störungen Anlaß geben konnten.

Die beiden auf Tabelle 5 gekürzt wiedergegebenen Bohrungen südlich Plessa sind auch für die Lagerungsverhältnisse des Pleistozäns von Bedeutung. Während nämlich hier im Urstromtal Geschiebemergel bis + 58 m NN bzw. sogar bis + 25 m NN (Bohrung 1) vorhanden sind, liegt die Untergrenze des Geschiebemergels in der Plessaer Endmoräne bei + 90 bis + 95 m NN, und darunter folgt verbreitet das ungestörte Lausitzer Flöz II. Die Haupterosion im Urstromtal muß demnach vor der Ablagerung des Geschiebemergels der Endmoräne stattgefunden haben, und man wird schlußfolgern können, daß das Tal (Erosion der tertiären Schichtfolge bis unter das Niveau des Unterflözes) zumindest im Raum Elsterwerda—Plessa und sehr wahrscheinlich auch weiter nach Osten bis Ruhland—Senftenberg bereits zur Zeit des saaleglazialen Hauptvorstoßes, vielleicht sogar schon z. Z. der Elstereiszeit vorhanden war und die in den genannten Bohrungen angetroffenen Geschiebemergelhorizonte wenigstens z. T. mindel-(elster-)eiszeitlich sind. Die Kohlenführung dieser älteren Geschiebemergel weist auf starke Abtragungsvorgänge und Aufarbeitung des Tertiärs schon zur Zeit der älteren Eisvorstöße. Es erscheint durchaus möglich, daß erst durch diese präsaaleeiszeitliche Abtragung in der Niederlausitz die miozänen Ablagerungen in die Tiefenreichweite der glazigenen Schubbeeinflussung gelangten und damit je nach den örtlichen Verhältnissen erst von den Vorstößen der Riß-(Saale)-Eiszeit deformiert werden konnten. Schließlich sei noch darauf hingewiesen, daß nach den Lagerungsverhältnissen im Bereich der Plessaer Endmoräne die Flözdeformationen offenbar nach Ablagerung des hangenden mächtigen Geschiebemergels erfolgten und außerdem der innere Aufbau eines großen Teiles des Deckgebirges im Bereich des Tagebaufeldes nicht die typischen Kennzeichen einer Stauchendmoräne aufweist. Nur der südöstliche Teil des Baufeldes Plessa (Gebiet der Profile 1 bis 4) und wahrscheinlich die Höhen des Hahnsch- und Wein-Berges sind als Stauchendmoräne i. e. S. zu bezeichnen. Das übrige Gebiet des Baufeldes stellt mit seiner überwiegend ungestörten Lagerung des Pleistozäns im Deckgebirge einen Teil der durch Erosion mehr oder weniger stark zerstörten mittelpleistozänen Hochfläche zwischen dem Lausitzer und Glogau-Baruther-Urstromtal dar.

Für die Genese der Flözdeformationen ist zunächst die stratigraphische Stellung des Geschiebemergels im Kern der Endmoräne von Bedeutung. Die Höhenlage dieses Geschiebemergels gegenüber den im Urstromtal erbohrten Geschiebemergelhorizonten spricht für ein saaleiszeitliches Alter. Berücksichtigt man jedoch, daß der Geschiebemergel teilweise unmittelbar auf dem Unterflöz liegt und in den beiden unteren, sicher elsterglazialen Geschiebemergeln der Bohrung 2 (Tabelle 5) aufgearbeitete Braunkohle vorhanden ist, so erscheint auch ein elstereiszeitliches Alter möglich. Allerdings fehlt dann im Bereich der Endmoräne der jüngere, saaleglaziale Geschiebemergel, sofern man nicht die Geschiebemergelscholle in den oberen pleistozänen Sanden des Profils 1 (Beilage 8) sowie die vereinzelt an der Oberfläche festgestellten, gering mächtigen „Lehmschollen“ als dessen Reste ansieht. Die große Mächtigkeit des außer in seinem südlichsten Teil einheitlichen grauen Geschiebemergels über dem nur lokal schwach deformierten Flöz deutet auf eine relativ inaktive bewegungsarme und stark verschuttete Eismasse. Vor dem Rand dieses Eises wurde das nur noch gering mächtige Deckgebirge der Kohle verschuppt und das Flöz selbst ebenfalls leicht gestört (Beilage 8). Es ist zu vermuten, daß auch die Höhen des Hahnsch- und Wein-Berges dieser Eisrandlage zuzuschreiben sind, die selbst möglicherweise durch eine Behinderung der Eisbewegung seitens einer schon oder noch im Urstromtal vorhandenen Eismasse verursacht wurde.

Wenn das Tal schon vor dem elsterglazialen, mit Sicherheit jedoch vor dem saaleiszeitlichen Hauptvorstoß existierte, so ist zu vermuten, daß es bereits vom Eis mehr oder weniger stark erfüllt war, als das Eis den nördlichen Talrand noch nicht erreicht hatte. Auf die Bedeutung präglazial existierender Täler für die Ausbreitung des Inlandeises ist mehrfach, u. a. von F. BETTENSTAEDT (1934) und P. WOLDSTEDT (1956) hingewiesen worden. Die Herkunft dieses „Taleises“ ist nicht mit Sicherheit anzugeben. Gewisse Anzeichen (Stauchmoräne der Schlaun Berge bei Klein Leipisch; siehe unten) sprechen für eine Ausbreitung des Eises im Lausitzer Tal von Westen nach Osten. Vielleicht benutzte es zunächst das (damals schon vorhandene?) Elstertal zwischen Herzberg und Liebenwerda und wurde dann am Südrand des Lausitzer Tales (Grauwacken!) nach Osten abgelenkt. Als dann das über die Hochfläche vordringende Eis den Nordrand des Tales in einzelnen Loben erreichte, fanden diese in den hier bereits vorhandenen Eismassen ein Hindernis vor, welches den Vorstoß zum Stillstand brachte. In diesem Falle würde also die Entstehung der Plessaer Endmoräne in die Vorstoßphase bzw. in die Zeit vor der maximalen Eisausbreitung der Elster- oder Saaleiszeit zu stellen sein. Bei der geringen Aktivität des Plessaer Lobus könnte man jedoch diesen offenbar schwachen Eisvorstoß auch in die End- oder Rückzugsphase einer der beiden Eiszeiten stellen, wobei dann das langsam vordringende, bereits stark verschuttete Eis durch Toteisreste im Bereich des Lausitzer Tales gestoppt wurde (über die Erhaltung von größeren Toteismassen in Tälern siehe P. WOLDSTEDT 1956).

Die so entstandene Stauchendmoräne mußte nun ihrerseits bei einem erneuten Eisvorstoß als Hindernis wirken. In ihrem Vorland (Nordfeld) wurde das offenbar unter einem wenig mächtigen Deckgebirge liegende Unterflöz durch die verstärkte Schubbeanspruchung des Untergrundes mehrfach zerbrochen, aufgeschuppt sowie scheinbar teilweise auch in die Tiefe gepreßt und vor dem Nordrand der Moräne (Geschiebemergelkern!) noch im Bereich des vorwiegend sandig-kiesigen Deckgebirges zu einem etwa W–E streichenden Sattel (Randstörung *e-f-h-i-m, l-p*) aufgefaltet. Gleichzeitig wurden die gefrorenen, stark

reagierenden Sande im Hangenden des Flözes vor dem Hindernis und damit vor dem „Randsattel“ zerschert und aufeinander geschuppt. Ob dann anschließend die Endmoräne über dem östlichen Grubenfeld vom Eise überfahren wurde, ist nicht mit Sicherheit feststellbar. Das Fehlen stärkerer Deformationen des Flözes unter dem Geschiebemergel spricht nicht gegen ein weiteres Vordringen des Eises, da der Geschiebemergel die Druck- und Schubwirkungen abfangen bzw. dämpfen konnte. Da jedoch die „Randstörung“ nur in den Profilen 3 (*m*) und 4 (*p*) eine stärker dynamische Beeinflussung erkennen läßt, ist zu vermuten, daß das Eis nur im mittleren Teil des Feldes weiter vorstieß und hier das Flöz – wiederum unter vorwiegend sandigem Deckgebirge (!) – zu dem Sattel $j-n-q-s-u_1-u_5$ aufgefaltet wurde. Die Form dieser Flözfalte (aufrechte Falte!) und vor allem die statische, durch nachträgliche Schubwirkungen unbeeinflusste Kohlenaufpressung aus dem Sattelscheitel bei *q* (Profil 4) zeigt, daß es sich auch hierbei nur um eine Deformation des Untergrundes vor einem wenig aktiven Eisrand handeln muß.

Zusammenfassend ergibt sich, daß die Lagerungsstörungen im Grubenfeld des Tagebaues Plessa in zwei Phasen entstanden sind:

1. Bildung der Stauchmoräne mit den Lagerungsstörungen im südlichen Teil des Feldes,
2. Entstehung der Flözfalten im nördlichen und mittleren Teil.

Da keine Beweise dafür vorliegen, daß die Stauchmoräne nach ihrer Entstehung nochmals in größerem Umfange vom Eise überfahren worden ist, könnten beide Phasen in die Zeit des riß-(saale-)eiszeitlichen Hauptvorstoßes bzw. in den an diesen anschließenden Zeitabschnitt eingestuft werden.

4.43 Gebiet Plessa – Ruhland

Obwohl aus dem nördlichen Randgebiet des Lausitzer Urstromtales zwischen Plessa und Ruhland–Klettwitz mehrere Beobachtungen von glazigenen Lagerungsstörungen des Tertiärs vorliegen, seien diese im Folgenden im wesentlichen nur als Fakten zur Vervollständigung des Bildes der in diesem gesamten Bereich herrschenden Situation wiedergegeben. In den meisten Fällen reichen die vorhandenen Angaben nicht zu einer Analyse der Störungsursachen aus, und der Verfasser konnte in den letzten Jahren selbst nur wenige Einzelstörungen in diesem Gebiet beobachten.

Im Braunkohlenfeld *Grünwalder Lauch*, nordöstlich des Feldes Plessaer Lauch, liegt das Unterflöz nach den bisherigen Bohrergebnissen leicht gewellt unter einem vorwiegend sandigen, 2 bis 6 m mächtigen Deckgebirge.

Auch im Feld *Grünwalde* ist das Unterflöz glazigen wenig gestört. Beim Aufschluß des Feldes konnten westlich Grünwalde (noch im Gebiet des Lauch) im oberen Teil des von teilweise nur 1 bis 2 m mächtigen Sanden und Kiesen bedeckten Flözes zahlreiche mit Hangendmaterial erfüllte Risse und Taschen beobachtet werden. Hierbei handelt es sich nicht um glazigene (i. e. S.), sondern um durch Congelifraktion (Frostrisse) und Congeliturban (Frosttaschen) verursachte Störungen. Bei dem bisher nur abgebohrten Feld der „*Grünwalder Linsen*“ handelt es sich um drei größere, durch Erosionsrinnen getrennte Inseln des Unterflözes, die teilweise stärker gestört sind (Verdrückungen, Kieseinlagerungen).

Etwas näher muß auf die Verhältnisse im Bereich des BKW Friedenswacht (ehemalige Tagebaue Klein Leipisch und Koyne) nördlich Lauchhammer-Ost (Bockwitz) und -Mitte eingegangen werden. Morphologisch treten in diesem Gebiet der NNE von Klein Leipisch gelegene, NW-SE streichende, heute völlig abgeräumte Höhenzug der Brum-Berge (+ 132 m NN) und Schlaun Berge (+ 147,6 m NN) sowie als Nordostpfeiler die Ochsen-Berge (+ 166,9 m NN) hervor. Glazigene Deformationen des Unterflözes (Oberfläche zwischen + 75 und + 85 m NN) traten hier nicht auf. Das Hangende des Unterflözes bilden miozäne Letten und Sande. Zwischen + 108 und + 110 m NN wurde teilweise der 0,25 bis 1,0 m mächtige Oberbegleiter des 2. Lausitzer Flözes angetroffen. In den Ochsen-Bergen folgen über dem Oberbegleiter etwa 28 m mächtige miozäne Sande und darüber ein viergeteilter Flözverband, der dem Lausitzer Oberflöz (Flöz 1) entspricht und von etwa 10 bis 15 m mächtigen pleistozänen Sanden überlagert wird. Die Ochsen-Berge stellen damit einen von der glazigenen und fluviatilen Abtragung weitgehend verschonten Rest der ursprünglichen Hochfläche nördlich des Lausitzer Urstromtales dar, in dem bisher auffälligerweise keinerlei Anzeichen für glazigene Deformationen festgestellt werden konnten. Nur im Bereich des Höhenzuges der Schlaun Berge wurden bis etwa + 100 m NN hinabreichende sehr intensive glazigene Lagerungsstörungen angetroffen.

Zwischen Klein Leipisch und den Schlaun Bergen wurde das Flözhangende von miozänen Kohlenletten und Sanden gebildet, über denen verbreitet ein z. T. bis über 10 m mächtiger dunkler Geschiebemergel lag. Örtlich wurde auch eine direkte Überlagerung der Kohle durch den Geschiebemergel festgestellt, über dem ein mehrere Meter mächtiger Bänderton, gebänderte Sande und schließlich Talsande folgten. Die erwähnten Lagerungsstörungen in den Schlaun Bergen betrafen vor allem die pleistozänen Ablagerungen, nur gelegentlich wurden die obersten Teile der miozänen Sande und Letten ebenfalls deformiert. Infolge der Vorherrschaft toniger Ablagerungen traten vor allem sehr intensive Verfaltungen und Verknetungen in der gestörten Schichtenfolge auf (Tafel 17/5-7; vgl. auch F. ISSEL — 1951 — Bilder 5 bis 9).

Nach dem von F. ISSEL (1951, Bild 4) veröffentlichten Profil durch die Schlaun Berge handelt es sich hier im Großen um eine durch Schub aus südwestlicher Richtung entstandene Stauchendmoräne. Die von F. ISSEL gegebene Erklärung, wonach die Lagerungsverhältnisse durch ein Abgleiten der Schichten an der SW-Flanke der Endmoräne entstanden sein sollen, dürfte von dem Zwange diktiert worden sein, die Eisvorstöße grundsätzlich aus nördlicher Richtung anzunehmen. Die allgemeine geologische Situation, der Gesamtcharakter der Deformationen innerhalb der Endmoräne und das Fehlen von Lagerungsstörungen in den nordnordöstlich der Schlaun Berge gelegenen und diese um rund 20 m überragenden Ochsen-Berge weisen jedoch übereinstimmend auf einen Eisvorstoß aus SW, der wahrscheinlich mit dem bereits erwähnten Vordringen des Inlandeises im Lausitzer Urstromtal von W nach E in Verbindung zu bringen ist. Ein Teillobus dieses Taleises drang in das Gebiet von Klein Leipisch ein und stauchte vor dem Hindernis der Ochsen-Berge die Endmoräne der Schlaun Berge auf. Daß das Lausitzer Unterflöz nicht in die Stauchungen einbezogen wurde, ist entweder darauf zurückzuführen, daß der Eisvorstoß nur

Flözsattel in der ehemaligen Grube Glied südwestlich Lichterfeld und die Endmoränenreste des Großen und Kleinen Wolfs-Berges (F. ISSEL 1951) beobachtet, die jedoch keine genaueren Rückschlüsse mehr auf die Störungsursache und -zeit (spätes Saaleglazial?) zulassen.

Schließlich sei erwähnt, daß auch aus dem östlich anschließenden Gebiet (Raum Kostebrau – Annahütte – Ruhland), in dem früher in zahlreichen Werken das Lausitzer Oberflöz abgebaut wurde und in dem heute das BKW Friedenswacht das Unterflöz abbaut, zahlreiche Beobachtungen über glazigene Deformationen der pleistozänen und tertiären Schichtenfolge vorliegen (Geologische Spezialkarte, Blatt Klettwitz, 1. Aufl., 1906, mit Flözkarte; 2. Aufl., 1924). So läßt z. B. die Flözkarte westlich Klettwitz NNW–SSE streichende Erhebungen und Vertiefungen der Oberfläche des Oberflözes erkennen, wobei jedoch nicht bekannt ist, ob es sich hierbei ausschließlich um glazigene Deformationen handelt. In den Erläuterungen zur 2. Auflage des Blattes Klettwitz führt K. KEILHACK mehrere Beispiele von Einmudungen des Oberflözes und direkter Überlagerung desselben durch pleistozäne Sande, Kiese und Geschiebemergel an. Nach Mitteilung von Werksangehörigen wurden auch im ehem. Tagebau Anna-Süd südlich Schipkau mehrere N–S bis NNE–SSW streichende Aufsattelungen des Unterflözes angefahren (vgl. Tafel 4/6, 7). Die vorliegenden Angaben und Werksunterlagen reichen jedoch nicht zu einer allgemeinen Analyse der Deformationen aus. Nach den von K. KEILHACK in den Erläuterungen zu Blatt Klettwitz abgebildeten Profilen ist nur zu schließen, daß im Deckgebirge offenbar zwei Geschiebemergelhorizonte vorliegen, von denen der jüngere den älteren diskordant überlagert und die Deformationen dementsprechend wahrscheinlich ein riß-(saale-)eiszeitliches Alter haben.

4.44 Südrand des Lausitzer Urstromtales zwischen Merzdorf – Zabeltitz und Ortrand

Der Südrand des Lausitzer Urstromtales verläuft von Merzdorf südlich Elsterwerda über Gröden nach Ortrand und tritt morphologisch sehr deutlich in Erscheinung. Während der Talboden im Westen zwischen + 90 und + 95 m NN, im Osten zwischen + 100 und + 105 m NN liegt, erreichen die Randhöhen im Mittel + 140 bis + 160 m NN, z. T. sogar + 200 m NN. Der Talrand wird verbreitet von einer End- bzw. Stauchendmoräne gebildet, die möglicherweise eine Fortsetzung der von Eilenburg über Schildau bis Belgern verlaufenden spätsaaleeiszeitlichen Eisrandlage darstellt. Sowohl im Bereich der Stauchmoräne als auch weiter südwärts haben zahlreiche Bohrungen die unter einer allgemein gering mächtigen Pleistozändecke liegenden Schichten des Tertiärs erreicht und durchteuft (Gebiet südlich Gröden, zwischen Strauch und Übigau, südwestlich Ortrand zwischen Ponickau und Stölpchen). Obwohl in den Erläuterungen zu den Geologischen Spezialkarten Blatt Großenhain–Skässhen und Schönfeld–Ortrand die aus Sanden, Letten, Kiesen und mehreren, meist wenig mächtigen Braunkohlenflözen bestehende tertiäre Schichtenfolge in das Oligozän gestellt wird, dürfte es sich hier eher um das Miozän handeln. Leider gestatten

die vorliegenden Unterlagen über die Bohrungen und die in den Jahren 1850 bis 1860 zur Untersuchung der Braunkohlenvorkommen niedergebrachten 12 kleinen Schächte keine genaueren Aussagen über die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs. Die stark wechselnde Folge, Mächtigkeit und Höhenlage der Schichten lassen jedoch vor allem im Gebiet von Gröden und Ponickau das Vorhandensein kräftiger glazigener Deformationen vermuten. Das stimmt mit den Lagerungsverhältnissen in den wenigen am Rande des Urstromtales vorhandenen Aufschlüssen überein. Als Beispiel sei nur die Ziegelei-Tongrube zwischen Gröden und Merzdorf erwähnt, in der miozäne Flaschentone und Braunkohle intensiv verfaltet und offenbar auch verschuppt sind (vgl. Tafel 4/5). Mehrfach war festzustellen, daß auch die älteren pleistozänen Ablagerungen (Sande und Kiese) gestört waren und von jüngeren Sanden diskordant überlagert wurden. Auch auf der geologischen Karte Blatt Schönfeld – Ortrand sind ältere „Diluvialschotter“ mit dem Miozän deformiert (möglicherweise auch ein älterer Geschiebemergel) und diskordant von „Decksand und Decklehm“ überdeckt. In Übereinstimmung mit den Verhältnissen am Nordrand des Tales scheint somit auch hier ein jüngerer Eisvorstoß die Ablagerungen eines älteren gemeinsam mit denjenigen des Tertiärs gestört zu haben, und es liegt nahe, den ersteren der Saalevereisung, den älteren der Elstereiszeit zuzuordnen.

In Hinblick auf die Lagerung des prätertiären Untergrundes handelt es sich bei den glazigenen Lagerungsstörungen dieses Gebietes mit Sicherheit um Hindernisstauchungen vor den heute bis + 200 m NN aufragenden stark verfalteten Grauwacken des Nordlausitzer (Radeburg-Kamenzer) Grauwackenzuges. Im Gebiet zwischen Merzdorf und Hirschfeld und Großthiemig–Ortrand lehnt sich die pleistozäne Stauchendmoräne deutlich an die Grauwackenauftragungen an, so daß die hier auftretenden Stauchungen ohne weiteres mit einer Behinderung des vordringenden Eises durch das Paläozoikum (oder Algonkium) zu erklären sind. Aber auch die Deformationen der tertiären Schichtenfolge bei Strauch–Übigau und Ponickau dürften als Hindernisstauchungen vor lokalen Auftragungen der Oberfläche des Prätertiärs zu deuten sein.

Die im Gebiet des Horst-Berges (+ 186 m NN) zwischen Lüttichau und Stölpchen beobachteten Gletscherschrammen auf der Oberfläche der Grauwacke („älteres“ System NE-SW, „jüngeres“ NNE-SSW streichend; n. Erl. zu Blatt Ortrand) geben leider keinen Hinweis auf die Bewegungsrichtung des saaleeiszeitlichen Inlandeises, da sie sehr wahrscheinlich älter sind (vgl. R. GRAHMANN 1957). Während das elsterglaziale Eis nach Ausfüllung des Lausitzer Tales noch nachweislich erheblich weiter südwärts vorstieß, verläuft der Südrand des saaleeiszeitlichen Hauptvorstoßes etwa auf der Linie Meißen–Ortrand–Schwepnitz. Es ist unwahrscheinlich, daß das „Saaleeis“ nach Füllung des Lausitzer Tales und Aufstauchung der Gröden-Ortrand-Endmoräne noch die Kraft hatte, diese Moräne und ihr hochliegendes Vorland in größerem Umfange zu überfahren.

4.45

Gebiet Senftenberg

Aus der Umgebung von Senftenberg liegen eine große Anzahl von Beobachtungen glazigener Deformationen des Tertiärs vor, die eine zusammenfassende Darstellung und auch eine etwas eingehendere Teilanalyse rechtfertigen.

Dabei soll hier nur die nähere Umgebung von Senftenberg, die Raunoer Hochfläche und das Gebiet des Urstromtales, berücksichtigt werden.

Die Raunoer Hochfläche (mittlere Höhenlage + 130 bis + 140 m NN gegenüber dem bei + 100 bis + 110 m NN liegenden Urstromtal) schließt ostwärts an die Hochfläche von Annahütte – Klettwitz an und wird von dieser durch die alt- bis mittelpleistozäne, durch Erosion entstandene Pößnitzrinne getrennt. Auch hier ging in früherer Zeit verbreitet Bergbau auf dem oberflächennahe gelegenen Lausitzer Oberflöz, dessen Oberfläche bei etwa + 90 bis + 125 m NN, d. h. etwas niedriger als in der Klettwitzer Hochfläche lag. Aber die Kohle wies auch hier starke Schwankungen der Höhenlage und Mächtigkeit auf. – Die in den zahlreichen Grubenaufschlüssen angetroffenen Lagerungsverhältnisse sind von K. KEILHACK mehrfach beschrieben worden (Erl. zu den geologischen Blättern Klettwitz und Senftenberg – 2. Aufl. – sowie die beiden „Ilse“-Festschriften – 1912 und 1938). Leider fehlen bei den meisten der Profile die unbedingt erforderlichen Angaben über Orientierung und Maßstab, ohne die eine Auswertung unmöglich ist. Das ist um so mehr zu bedauern, als K. KEILHACK glaubt, neben erosiven und glazigenen Flözstörungen auch noch tektonogene Deformationen erkennen zu können und eine Klärung der Frage, ob hier wirklich endogen-tektonische Störungen vorliegen, sehr interessant und bedeutsam wäre. Wegen der erwähnten Mängel kann nur auf einige wenige dieser aus den früheren Grubenaufschlüssen beschriebenen Deformationen eingegangen werden.

Aus dem ehemaligen Tagebau Marie zwischen Freienhufen (Dobristroh) und Sauo erwähnt K. KEILHACK eine große Aufsattelung des Oberflözes mit den hangenden tertiären Schichten sowie älteren pleistozänen Sanden und einem Geschiebemergel, die diskordant von einem jüngeren Geschiebemergel und Sanden überlagert wurden. Danach könnte man hier die Lagerungsstörungen stratigraphisch genauso in das Saaleglazial einstufen wie in den Gebieten westlich der Pößnitzauswaschung. – Östlich Sauo war in den ehemaligen Tagebauen Berta, Elisabethglück und Pfännerhall eine etwa 150 m breite, offenbar NW-SE streichende Störungszone vorhanden, in der das Oberflöz durch schuppenförmige Aufstapelung eine Mächtigkeit von über 30 m erreichte. Nach der Darstellung von K. KEILHACK (1938, Abb. 39) scherte das Flöz jeweils auf den Liegendletten ab, und die Schubflächen fielen nach NE ein. Als südwestliche Begrenzung dieser Schuppenzone gibt der genannte Autor eine steile tektonische „Verwerfung“ an, in deren Bereich die SW-Scholle etwa 20 bis 25 m abgesenkt war (Bild 8).

Das Profil auf Bild 8 stellt nach Ansicht des Verfassers in seiner Gesamtheit eine typische überfahrene Stauchmoräne dar. Durch die Schubwirkung des aus nordöstlicher Richtung vorstoßenden Eises wurde das Flöz auf den Liegendletten abgeschert und mehrfach aufgeschuppt, dann überfuhr das Eis die gestauchte Zone, zerstörte das Deckgebirge und die obersten Teile des deformierten Flözes und hinterließ schließlich beim Abschmelzen den diskordant über der Kohle liegenden Geschiebemergel bzw. -lehm. Als Ursache für die Flözaufschuppung könnte man – sofern die „Flözverwerfung“ bereits vorhanden war – die im südwestlichen Teil des Profils über dem „abgesunkenen Flügel“ liegenden mächtigen glazialen Kiese ansehen, die im gefrorenen Zustande als starres Widerlager bei der Schubebeanspruchung des Untergrundes wirkten. – Die Flözstörung am SW-Rand des Profils ist mit Sicherheit ebenfalls glazigen. Es könnte sich hierbei um eine statische Flözaufpressung handeln, die nach ihrer Bildung leicht dynamisch überprägt wurde und daher eine schwache SW-

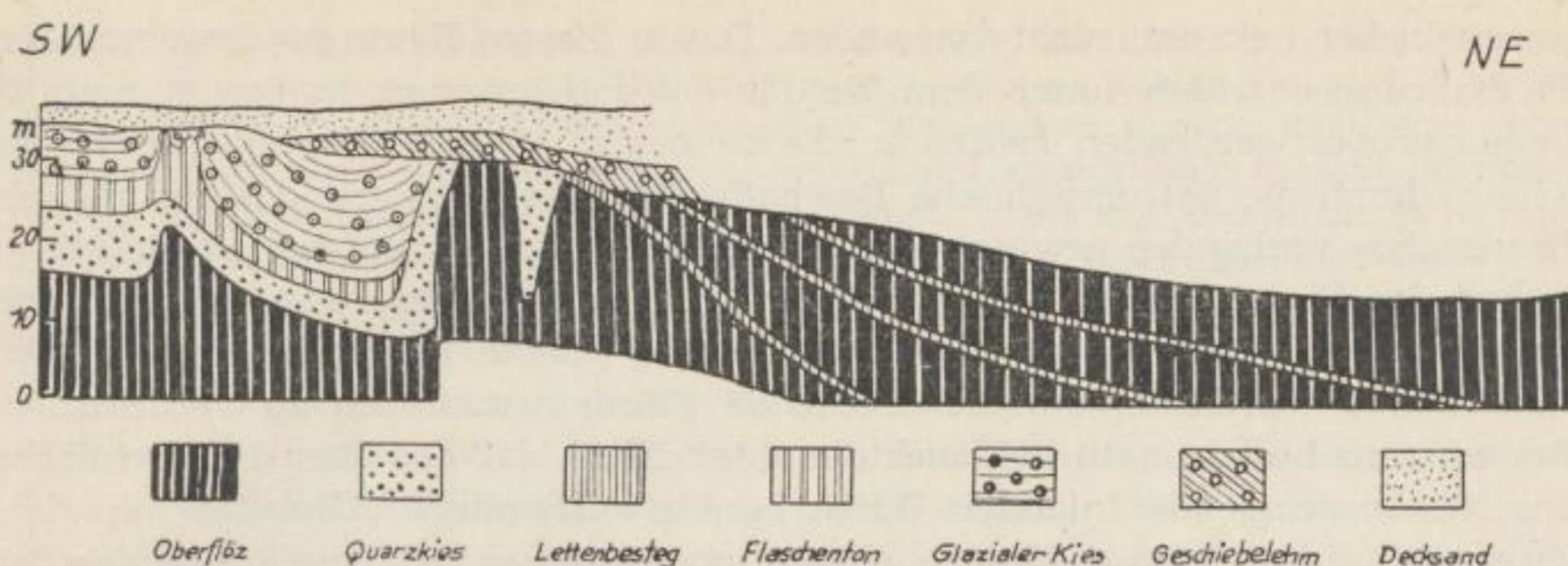


Bild 8. Profil im Westteil eines Tagebaues bei Sauo (nach K. KEILHACK, 1938)

Vergenz aufweist. — Unklar muß der Charakter der sog. Verwerfung bleiben. Nach den in dem Profil dargestellten Verhältnissen entstand diese Flözstörung nach der Ablagerung der „glazialen Kiese“, die deutliche Schleppungserscheinungen erkennen lassen.

Die über dem Flöz liegenden Quarzkiese sind an der Störung mitdeformiert, der folgende Flaschenton z. T. ausgequetscht worden. Nach Ansicht des Verfassers weisen weder diese Lagerungsverhältnisse noch die offenbar nahezu saiger stehende Flözstörung selbst zwingend auf eine endogen-tektonische Entstehung. Andererseits ist die gesamte Situation auch für glazigene Deformationen ungewöhnlich. Es könnte sich höchstens um eine unvollendete Aufschuppung des Flözes handeln. — Es ist sehr zu bedauern, daß K. KEILHACK keine genauere Beschreibung dieser interessanten Störungsform gegeben hat, bei der es sich nach den vorliegenden Befunden möglicherweise um eine tektonische Störung handelt, die Anlaß zu den beobachteten glazigenen Aufschuppungen gab. Eine weitere größere Störungszone war 1910 in dem damaligen Tagebau Ilse südlich Bückgen aufgeschlossen. Es wurden hier unter einem maximal 20 m mächtigen, vorwiegend sandigen Deckgebirge drei WNW-ESE streichende Sättel des Oberflözes und in dem südlich davon gelegenen Tagebau Anna-Mathilde zwei NW-SE streichende Flözaufschuppungen mit nach NE einfallenden Schubflächen angetroffen.

Alle erwähnten und auch die anderen von K. KEILHACK a. a. O. skizzierten glazigenen Deformationen des Tertiärs der Raunoer Hochfläche scheinen gleichaltrig und durch die Schubwirkungen eines aus nordöstlicher Richtung vordringenden Eisrandes entstanden zu sein. Die zeitliche Einstufung der Störungen bereitet hier die gleichen Schwierigkeiten wie in den bereits besprochenen Gebieten. Das gelegentliche Auftreten von zwei Geschiebemergelhorizonten, von denen der jüngere die gestörte Schichtenfolge diskordant überlagert, deutet an, daß die Deformationen offenbar nicht durch den ersten das Gebiet überfahrenden Eisvorstoß gebildet worden sind. Ob allerdings der folgende, stauende Vorstoß der Riß-(Saale-)Vereisung oder der späteren Mindel-(Elster-)Eiszeit zuzuordnen ist, kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden. Auch über den Grund des Auftretens der z. T. recht intensiven Deformationen in diesem Gebiet ist nichts Genaueres zu sagen. Aufragungen des prätertiären Untergrundes sind,

soweit bisher bekannt, nicht vorhanden. Die in diesem Raum niedergebrachten Tiefbohrungen trafen unter dem Tertiär das Paläozoikum in von S nach N immer größer werdenden Teufen an. Es können somit nur morphologische oder lokale, durch die petrographische Beschaffenheit des Untergrundes verursachte Hindernisse vorhanden gewesen sein. Außerdem ist zu vermuten, daß die Mächtigkeit des Deckgebirges über dem Oberflöz ziemlich gering war, so daß schon eine geringe Tiefenreichweite der Schubwirkung (kleine, lokale Hindernisse bzw. Widerlager) ausreichte, um entsprechende Flözdeformationen zu verursachen. Andererseits besteht natürlich auch die Möglichkeit, daß das über die Hochfläche aus NE vordringende Inlandeis durch bereits vorhandene „Gletscher“ im Urstromtal und in der Pössnitzrinne gestaut wurde und es auf diese Weise zu einer stärkeren Schubbeanspruchung des Untergrundes kam. Die so entstandene hypothetische „Raunoer Stauchmoräne“ wurde dann anschließend von dem weiter vordringenden Eisrand überfahren und weitgehend eingeebnet. Nach Vereinigung des „Hochflächengletschers“ mit dem lokalen „Pössnitzgletscher“ drang der Eisrand am Südrand der Klettwitzer Hochfläche weiter nach WSW bis W vor, verursachte hier die oben erwähnten SW- bis WSW-vergenten Auffaltungen des Unterflözes im Bereich des BKW Freundschaft südlich Schipkau und vereinigte sich dann mit dem Eis des Lausitzer Tales. Zeitlich wird man den letztgenannten Vorgang in das Riß-(Saale-)Glazial stellen müssen. — Bedauerlicherweise können diese Betrachtungen über die Störungsursachen im Bereich der Raunoer Hochfläche nur von hypothetischem Charakter sein, da die älteren Beobachtungen und vorhandenen Unterlagen keine genaueren Aussagen gestatten.

Im Bereich des Lausitzer Urstromtales südlich der Raunoer Hochfläche ist die postmiozäne Abtragung nicht so intensiv gewesen wie in dem weiter westlich gelegenen Teil des Tales, so daß hier zwar die obere Schichtenfolge des Miozäns zerstört, jedoch das Unterflöz (zweites Lausitzer Flöz) weitgehend erhalten ist. Die ungestörte Flözoberfläche liegt, von S nach N absinkend, zwischen + 90 und + 70 m NN. Das Liegende des Unterflözes wird von einer meist weniger als 1 m mächtigen Lettenschicht gebildet, unter der die bekannten miozänen Quarzsande (Glassande) folgen. Im Hangenden ist eine mehr oder weniger mächtige Lettenschicht vorhanden, die von 20 bis 30 m mächtigen, gut geschichteten pleistozänen Sanden und Kiesen überlagert wird. Verbreitet sind auch noch die Hangendletten der Erosion zum Opfer gefallen, so daß pleistozäne Ablagerungen direkt auf der Kohle liegen. — Glazigene Deformationen traten zuerst im Nordostteil des Hörlitzer Feldes der ehem. Grube Marga etwa nördlich des alten Dorfes Brieske in Gestalt einer NW—SE streichenden Einmuldung des Flözes und Einpressungen von grauem Geschiebemergel in die Kohle auf (nähere Angaben fehlen). Die gleichen Störungen (Fortsetzung der genannten Flözmulde nach SSE bis SE?) wurden in den letzten Jahren in dem z. Z. im Abbau befindlichen, südlich Senftenberg gelegenen Kohlenfeld Niemtsch des BKW „Franz Mehring“ aufgeschlossen.

Das Kohlenfeld Niemtsch liegt südlich der Linie Niemtsch—Groß Koschen. Es wird im Osten durch den Koschenberg und im Süden durch ein vom Fuße dieses Berges

nach SW verlaufendes flözleeres Gebiet, vor dem die Oberfläche des Unterflözes bis etwa + 90 m ansteigt, begrenzt. Bisher wurden in diesem Kohlenfeld zwei Störungsgebiete (im bergbaulichen Sinne) angetroffen. Während es sich bei dem einen, etwa 2 km westlich Groß Koschen gelegenen, um einen Liegendrücken handelt, in dessen Bereich die Mächtigkeit des Flözes stark abnimmt, stellt das andere im Südwestteil des Feldes, südlich der Ortslage Niemtsch gelegene ein glazigen gestörtes Gebiet dar, das man nochmals in den Bereich der oben erwähnten Flözmulde und das sog. Sonderfeld-Süd untergliedern muß (siehe Beilage 16).

Die Flözmulde ist (bzw. war) etwa 3 km lang, 100 bis 300 m breit, streicht südwestlich Niemtsch NNW–SSE, biegt südlich Niemtsch nach ESE um und verläuft im südlichsten Feldesteil wiederum NNW–SSE. Im Bereich der Mulde sinkt die Flözoberfläche bis + 65 m ab, das sonst 15 bis 25 m mächtige, ausschließlich aus pleistozänen Sanden und Kiesen bestehende Deckgebirge erreicht Mächtigkeiten von über 40 m und setzt sich unter den die Muldenzone ungestört überlagernden pleistozänen Ablagerungen aus wechsellagernden tertiären Sanden und Letten sowie den normalen Hangendletten (z. T. bis 10 m mächtig) zusammen. Bemerkenswert ist, daß zwischen diesen tertiären Ablagerungen und den pleistozänen Sanden gelegentlich eine auffällige Geschiebeanreicherung und vereinzelt Reste eines grauen Geschiebemergels festgestellt wurden. Die Lagerungsverhältnisse zeigten innerhalb der „Tertiärmulde“ folgende Besonderheiten:⁶⁴

Die Mächtigkeit des Flözes schwankte zwischen 1 bis 2 m und 15 m. Der nördliche Muldenschenkel war meist steiler und kürzer als der südliche. Die Flözoberfläche lag am Nordrand meist einige Meter tiefer als am Südrand. Während im Nord- bzw. Nordostschenkel die Flözmächtigkeit teilweise sehr stark verringert war, traten im südlichen Schenkel der Mulde derartige Verdrückungen nicht auf, vielmehr nahm hier die Kohlenmächtigkeit mehrfach erheblich zu. In einem eng begrenzten Gebiet südlich Niemtsch war nach den vorliegenden, guten Bohrungsunterlagen der Flözverband am Nordflügel sogar völlig zerstört, d. h. der Nordschenkel der Mulde offensichtlich unterdrückt worden. Im südlichen Muldenschenkel traten verbreitet Einpressungen von tertiären Hangendablagerungen in der Kohle auf, außerdem wurde hier gelegentlich – nach Mitteilung von Werksangehörigen – an diesen Hangendschichten ein steiles (60° bis 70°) Einfallen nach dem Muldenkern beobachtet. Schließlich traten in den tertiären Sand-Letten-Schichten lokale Verfaltungen in der Richtung der Muldenachse auf. (Leider konnte der Verfasser diese Falten nicht selbst beobachten, und die vorliegenden Angaben und Abbildungen von D. POMMERENKE lassen keine sicheren Aussagen über ihre genaue Lage und Vergenzen zu.)

Während D. POMMERENKE die Flözmulde als statische Einpressung bzw. Einmuldung des Untergrundes unter dem Rand des Inlandeises deutet, sprechen die genannten Lagerungsverhältnisse nach Ansicht des Verf. eher für eine „Einfaltung“ des Unterflözes in das Liegende durch eine glazigene Schubbeanspruchung aus (im Mittel) nordnordöstlicher Richtung. Die Kohle reagierte auf die Beanspruchung mit plastischen Deformationen (Verbiegungen, Verfaltungen und Massenwanderungen im Flöz aus dem steilen, stärker beanspruchten Nord- bzw. Nordostschenkel in den flachen leeseitigen Schenkel der Mulde). Die hangenden Letten und Sand-Letten-Schichten sind gegenüber der Kohle offenbar nur passiv, und zwar in den unteren Teilen starr deformiert worden (Auftreten von Gleit-

⁶⁴ Unter Benutzung einer geologischen Meldarbeit von D. POMMERENKE (Freiberg, 1954) und freundlichen Mitteilungen von Werksangehörigen.

flächen, Steilstellung einzelner Schollen an den Muldenflanken). Diese Befunde deuten an, daß zumindest die tieferen Teile der Schichtenfolge einschließlich der Liegendletten (Aufschuppungen der Liegendletten und Einspießung von Lettenschollen aus dem Liegenden in das Flöz am südlichen Schenkel der Mulde) zur Zeit der Deformation gefroren waren. — Ob die in den hangenden Sand-Letten-Schichten beobachteten Verfaltungen durch den gleichen Eisvorstoß verursacht wurden, ist wegen des Fehlens genauerer Angaben über ihre Vergenz unsicher. Aber allein schon die Feststellung „Faltung in Richtung der Muldenachse“, d. h. in Richtung NNW–SSE bzw. WNW–ESE, ist — sofern man die Falten nicht als Querstörungen ansprechen will — mit einem im Mittel aus NNE vordringenden Eisrand schwer vereinbar, und es liegt kein Grund zu der Annahme von D. POMMERENKE vor, daß nach der Einmündung des Flözes das Eis nunmehr plötzlich aus nordwestlicher Richtung vorstieß. Der Verf. neigt daher zu der Anschauung, daß diese Verfaltungen bei einem späteren Eisvorstoß entstanden sind.⁶⁵

Südlich an die Muldenzone schließt sich das sog. *Sonderfeld-Süd* an. Unter einem 13 bis 25 m mächtigen, überwiegend aus pleistozänen Sanden und Kiesen bestehenden Deckgebirge liegt das Unterflöz mit seiner Oberfläche hier im Mittel bei rund + 90 m NN und hat eine Mächtigkeit von rund 7 bis 12 m. Obwohl aus älteren Bohrungen bekannt war, daß in der Kohle dieses Feldteiles „Sandeinlagerungen“ vorhanden sind, konnte nicht vermutet werden, daß sie glazigen so intensiv gestört ist, wie es sich beim Aufschluß herausstellte. Nach Abräumen des Deckgebirges bot der 1955/56 WNW–ESE bis NW–SE verlaufende Kohlenhochschnitt ein zwar geologisch sehr interessantes, aber abbautechnisch äußerst ungünstiges Bild (Tafel 10/1). In dem oberen Teil des Flözes traten scheinbar regellos vielgestaltige Einlagerungen von Sanden und feuersteinführenden Kiesen auf, die Kohle war verbreitet völlig zertrümmert, und große Kohlenschollen waren durch Sandzwischenlagen aus dem Flözverband herausgelöst (Tafeln 10, 11). Die genauere Untersuchung der Störungen⁶⁶ führte zu folgenden Ergebnissen:

- a) Die Störungen (Sand- und Kieseinlagerungen) kamen im wesentlichen in einem 300 bis 400 m breiten, etwa W-E verlaufenden Streifen südlich der Flözmulde vor, der von dieser durch einen schmalen störungsarmen bis -freien Flözbereich getrennt wurde. Die Hangendfläche des Flözes lag in der Störungszone 3 bis 5 m höher als in den unmittelbar nördlich und südlich anschließenden Flözgebieten. Die stärksten Störungen traten im östlichen und mittleren Teil der Störungszone auf. Am Westrand war die Störungsintensität geringer, obwohl auch hier noch Sand- und Kieseinlagerungen sowie eine größere abgescherte Kohlenscholle vorhanden waren (Beilage 17).

⁶⁵ Nach neueren Untersuchungen handelt es sich bei der beschriebenen Flözeinmündung nicht um eine glazigene Erscheinung; sie ist vielmehr auf endogen-tektonische Vorgänge zurückzuführen (vgl. G. VIETE, Bergakademie 1960, H. 5/6).

⁶⁶ Der Werkleitung des BKW „Franz Mehring“ sei an dieser Stelle für die jederzeit gewährte Unterstützung nochmals herzlich gedankt. — Eine kurze Erläuterung der Lagerungsverhältnisse im Südfeld ist von H. GEIGER (1958) gegeben worden. Es sei bemerkt, daß der genannte Autor ohne Wissen des Verf. dessen Beobachtungsergebnisse und Deutungen, von denen er auf Grund gemeinsamer Befahrungen Kenntnis hatte, übernommen hat. Auch die in seiner Veröffentlichung wiedergegebene Profildarstellung (H. GEIGER, 1958, Bild 16) stammt vom Verf. (Beilage 17). Sie wurde nach Bohrungen entworfen, die auf Wunsch des Verf. Ende Januar 1956 gestoßen worden waren.

- b) Die Sand- und Kieseinlagerungen beschränkten sich auf die obersten 4 bis 5 m des Flözes. Im unteren Teil des Flözes konnte der Verfasser keine Einlagerungen beobachten. Die Grenzfläche zwischen dem gestörten und ungestörten Flözteil war meist sehr scharf ausgebildet und oftmals (nicht immer) flach und fast horizontal gelagert (Tafeln 10/4, 5, 11/1).
- c) Sowohl über als auch unter dieser Grenzfläche war die Kohle stark zertrümmert (Texturänderung), im oberen Teil teilweise in einzelne von Sanden umlagerte Kohlenbrocken aufgelöst (Tafeln 10/5, 7, 8, 11/1, 5). Nur die untersten 2 bis 3 m des Flözes zeigten geringere Texturänderungen.
- d) Die Sand- und Kieseinlagerungen hatten teilweise recht unterschiedliche Formen:
- a) unmittelbar oberhalb der genannten Grenzfläche flächenförmig vorkommende, bis über 0,5 m mächtige Sande und Kiese (Tafeln 10/4, 6, 11/1, 2);
 - β) von diesen Grenzflächeneinlagerungen schaufelförmig mehr oder weniger steil, meist nach SE bis ESE ansteigende, vereinzelt aber auch entgegengesetzt gerichtete (Tafel 11/3) bis zur Flözoberfläche reichende Sand- und Kieseinlagerungen (Form listrischer Flächen!) (Tafeln 10/2, 4, 11/3, 4, 6), in deren Bereich oftmals eine der Form der Einlagerung entsprechende „Schichtung“ und Einregelung gröberer Gerölle (meist nordisches Material!) auftrat (Tafel 11/5);
 - γ) unregelmäßige, teilweise rundliche und scheinbar mit der Oberfläche des Flözes nicht in Verbindung stehende (Anschnittverhältnisse!) Sand- und Kies-„Nester“ (Tafel 11/2), in denen die Sande gelegentlich eindeutig horizontal oder mit leichter Einmuldung geschichtet waren (H. GEIGER 1958, Bilder 8 und 15);
 - δ) Wechsellagerung der Sande bzw. Kiese mit dünnen, teilweise ausgewalzten und schwach gefältelten Kohlenschichten (Tafel 11/1, 2, 6);
 - e) völlige Durchdringung einzelner stark zertrümmerter Flözpartien und Ausfüllung der Hohlräume zwischen den Kohlenbrocken (Tafel 10/7, 8).
- e) Die in dem Flöz vorkommenden Sande und Kiese stammten ausschließlich aus dem Hangenden. Es traten Quarzsande und vor allem eindeutig pleistozäne Grobsande und Kiese mit Feuerstein und nordischen Geschieben auf.⁶⁷
- f) Die Xylite in dem obersten, xylitreichen Teil des Flözes waren oftmals zerschert und zerbrochen. In einem Falle konnte eine Ausfüllung der Scherzone durch aus dem Hangenden eingedrungene Sande beobachtet werden (Tafel 11/7). Südlich der Hauptstörungszonen lagen mehrere große Stämme einheitlich mehr oder weniger stark nach WNW-NW geneigt im Flöz. Sie waren in sich mehrfach zerschert, wobei an den Scherflächen jeweils das hangende Stammstück (= Scherbrett) i. a. nach WNW bis NW verschoben war (Tafel 12/1, 2; vgl. auch H. GEIGER 1958, Bilder 11, 12).
- g) Am südlichsten Ende der Kohlenstrosse, unmittelbar am südlichen Tagebaurand, waren über dem Flöz bräunliche, schwach verkieselte und verfestigte Sande aufgeschlossen, die eine ausgeprägte NNE-SSW streichende und eine schwächere, dazu senkrecht verlaufende Klüftung aufwiesen (Tafel 12/3–5).

Aus allen diesen Befunden ergibt sich für das Sonderfeld-Süd ein völlig anderes Störungsbild, als im Bereich der Flözmulde vorhanden war. Während im letztgenannten Gebiet plastische Flözdeformationen vorlagen, handelt es sich im Südfeld ausschließlich um Bruchstörungen. Ein aktives Einpressen der

⁶⁷ Sogar ein kleiner Windkanter (windgeschliffener Quarzit) wurde im Flöz unmittelbar über der „Grenzfläche“ gefunden.

hängenden Sande und Kiese in die Kohle ist hier nicht anzunehmen, da dann viel stärkere Schubbeeinflussungen erkennbar sein müßten und die Kohle des oberen gestörten Flözteiles als allochthone, auf den Sanden (!) der „Grenzfläche“ bewegte Schollen vorliegen müßte. Es liegen zwar Beobachtungen von Bewegungsflächen (z. B. im Bereich von Tafel 11/4, 5) und auch Anzeichen von Bewegungen im Bereich der „Grenzfläche“ (Tafel 11/1) vor, aber Zeugnisse stärkerer Schollenaufschiebungen usw. fehlen. Somit bleibt nur übrig anzunehmen, daß der obere Teil des Flözes auf die glazigene Druck- und Schubbeanspruchung mit Bruchdeformationen reagierte und längs der Bruchlinien oder -zonen die offenbar leicht beweglichen Hangendsande und -kiese in die Kohle eingedrungen sind. Das Vorhandensein einer Bruchverformung der Kohle und die unbedingt zu fordernde Beweglichkeit der Hangendschichten lassen erkennen, daß der gesamte gestörte Schichtverband nicht gefroren gewesen sein kann. Das Fehlen von Störungen (Sand- und Kieseinlagerungen) im unteren Teil des Flözes wäre dann so zu erklären, daß hier die Kohle gefroren war und die Druck- (bzw. Schub-)Beanspruchung seitens des Eises nicht ausreichte, um die Grenze der Druckfestigkeit der gefrorenen Kohle zu überschreiten und plastische Deformationen zu verursachen. Die im Aufschluß beobachtete Grenzfläche zwischen dem gestörten und ungestörten Bereich des Flözes stellt somit zunächst die Obergrenze der Gefrorenis zur Zeit der Entstehung der Lagerungsstörungen dar.

Mit der Entstehung der Bruchstörungen in der Kohle ist jedoch noch nicht das Eindringen der Hangendablagerungen in das Flöz erklärt, denn normalerweise treten bekanntlich bei der glazigenen Schubbeanspruchung Pressungsformen auf, während hier klaffende Spalten, d. h. Zerrungsformen, vorhanden gewesen sein müssen. Die Flözstörungen des Südfeldes können also nicht durch eine von dem vordringenden Eisrand ausgehende Zusammenschiebung des Vorlandes gebildet worden sein.

Betrachtet man die hier vorliegenden Formen der Störungen (Sandeinlagerungen), so ergibt sich eine große Ähnlichkeit mit den aus der endogenen Tektonik bekannten, an Bewegungsflächen auftretenden S-förmigen Zerrungsklüften und -spalten. Die in Bild 9 oberhalb der Scherflächen dargestellten und sekundär ausgefüllten Zerrfugen gleichen in ihrer Form weitgehend den allerdings weitaus größeren Sandeinlagerungen im Südfeld (vgl. Tafeln 10/3, 4 und 11/3). In beiden Fällen treten sekundär ausgefüllte Zerrungsspalten längs der Scherfläche sowie schaufelförmig von dieser in und gegen die Beanspruchungsrichtung aufsteigend auf. Das Fehlen der entsprechenden Zerrfugen unterhalb der Scherfläche in der Kohle ist ohne Schwierigkeiten durch die unterschiedliche Reaktion und Druckfestigkeit des gefrorenen (unten) und ungefrorenen (oben) Flözteiles zu erklären.

Somit ist festzustellen, daß es sich bei der in der Kohle des Sonderfeldes Süd auftretenden „Grenzfläche“ um eine durch die unterschiedlichen Eigenschaften des oberen und unteren Teiles des Braunkohlenflözes verursachte Scherfläche handelt und die Sande und Kiese aus dem Hangenden längs klaffender Zerrspalten (Fiederspalten) in das Flöz eingedrungen sind. — Es gilt nun noch, den für die Genese dieser bei glazigenen Deformationen ungewöhnlichen Zerrungsformen verantwortlichen Störungsvorgang zu rekonstruieren. Nach Ansicht des Verf. können folgende Verhältnisse angenommen werden:

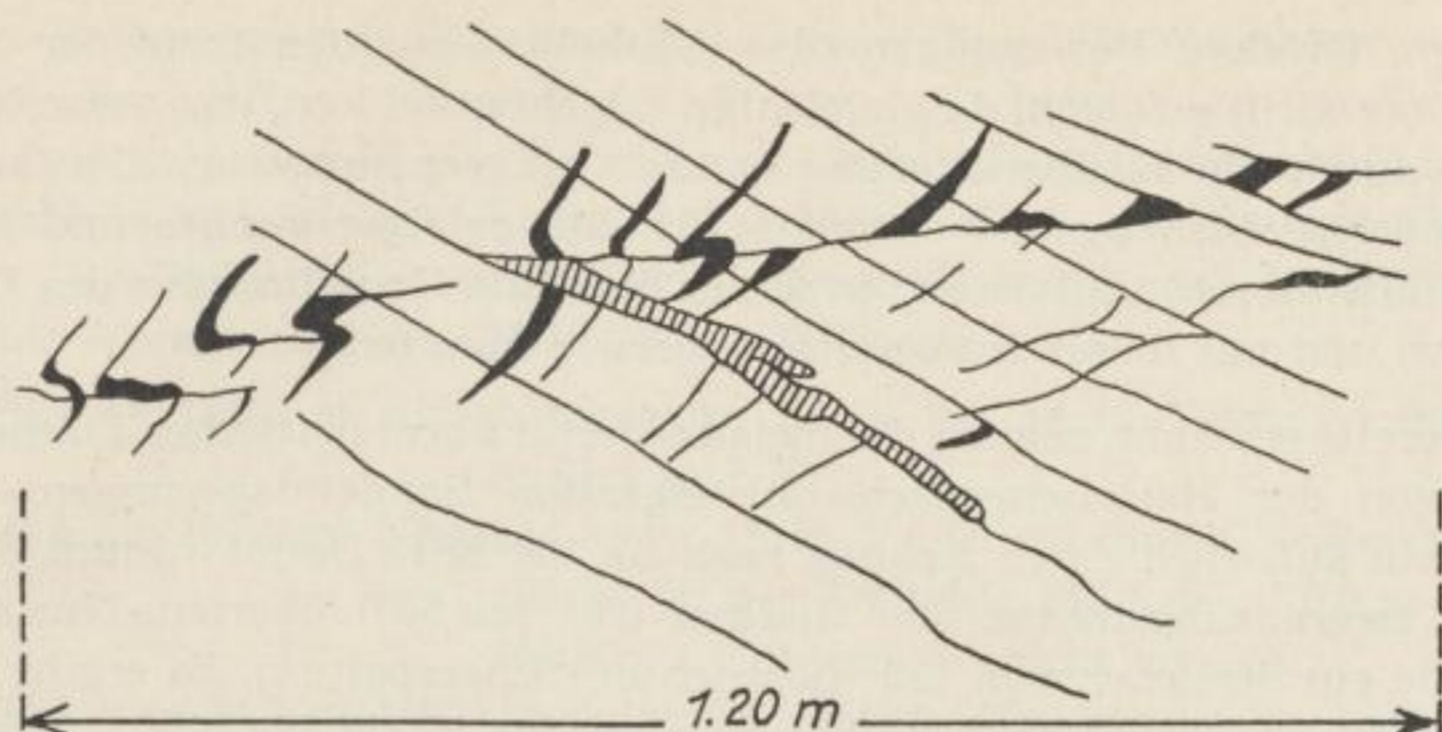


Bild 9. S-förmig verknickte Zerrfugen in Marmor (N-Norwegen)
(nach METZ, 1957)

Die Störungen des Südfeldes verdanken ihre Entstehung einem offenbar sehr raschen Eisvorstoß, der zu einer Zeit erfolgte, als der Untergrund bis zu einer Tiefe von einigen Metern aufgetaut war (sommerlicher Auftauboden oder aber vielleicht auch lokaler, ständiger Auftauboden in Niederungen über Grundwasserstörungen gemäß der rezenten Verhältnisse in Sibirien, vgl. H. WEBER: Die Oberflächenformen des festen Landes, Leipzig 1958, S. 188). Das wahrscheinlich wenig mächtige Eis bewegte sich rasch vorwärts, ohne den lockeren Untergrund durch Druck und Schub zu beanspruchen, und kam erst südlich des heutigen Grubenfeldes zum Stehen. Unter dem Eis war die aufgetaute und sicher stark wasserhaltige Schichtenfolge durch die fortdauernde Eisbewegung einer kräftigen, lokal und zeitlich wechselnden Schubbeanspruchung ausgesetzt, die sich nach der Tiefe bis zur Obergrenze der Dauergefrorenis auswirken konnte. An dieser Grenze der Tiefengefrorenis mußte sich demzufolge eine Hauptscherfläche ausbilden, und von dieser rissen nach oben spanförmige Fiederspalten auf, in die jeweils sofort die hangenden Sande und Kiese eindrangen. Das Vorkommen von Auskolkungen und Auswaschungen an der Flözoberfläche (mit geschichteten, z. T. aufgearbeitete Kohle enthaltenden Sanden und flintführenden Kiesen ausgefüllt! — vgl. H. GEIGER 1958, Bild 15) beweist das Vorhandensein von Schmelzwässern unter dem Eis und macht wahrscheinlich, daß die Hangendsande und -kiese wenigstens teilweise in die Zerrfugen und die zerbrochene Kohle eingeschwemmt wurden (Tafel 11/5). Da die Schubbeanspruchung während dieses Vorganges mit wechselnder Intensität andauerte, wurden die eingedrungenen Hangendsande mit den im Bereich der Fiederspalten und an der Hauptscherfläche abgelösten kleinen Kohlenschollen nochmals deformiert (Verfaltungen — Tafel 11/6 — Einspießungen — Tafel 11/1 — usw.). Durch das Eindringen der Sande wurde der über der „Grenzfläche“ = Hauptscherfläche gelegene Teil des Flözes teilweise in einzelne Schollen aufgelöst und diese mehr oder weniger stark

angehoben. Größere Bewegungen dieser Schollen konnten trotz der Schubbeanspruchung nicht erfolgen, da gleitfähige Schichten fehlten, das gesamte Schichtenpaket durch die Eisüberlagerung „quasi“ eingespannt war, d. h. kein Ausweichen oder Aufschieben der einzelnen Schollen erfolgen konnte, und die Schollen auch nicht durch „Anfrieren“ in die mitbewegte Grundmoräne des Eises aufgenommen und mit dieser transportiert werden konnten.

Wie bereits erwähnt, zeigten die meisten der in Form listrischer Flächen (spanförmig) von der Hauptscherfläche ansteigenden Sandeinlagerungen = Fiederspalten rein äußerlich einen Anstieg nach SE bis ESE. Damit stimmt das Streichen der Begrenzungsflächen der Spalten (20° bis 50°) überein. Nur in einem Fall wurde ein Streichen von 135° beobachtet (Scherspalte?). Es ergibt sich daraus eine Beanspruchung des Schichtenpaketes aus WNW bis NW. — Die im Bereich der hangenden, leicht verfestigten Kohlensande am Südrand des Tagebaues (die hangenden Kohlensande konnten nur in einem einzigen, wenige 10 m^3 großen Gebiet festgestellt werden und sind offenbar nur lokal erhalten geblieben) ermittelten Kluftrichtungen (Hauptrichtung etwa 30° , Nebenrichtung etwa 120° streichend) sind nicht so eindeutig zu erklären (Tafel 12/3–5). Während die Richtung der Hauptklüftung (Spalten!) mit derjenigen der Flözspalten übereinstimmt, ergibt sich aus dem Vorhandensein zweier etwa rechtwinklig zueinander stehender Kluft- bzw. Spaltensysteme unterschiedlicher Stärke die Möglichkeit, daß es sich hierbei um durch „reine Schiebung“ etwa aus W entstandene Scherklüfte handelt. Jedoch steht der Annahme einer „reinen Schiebung“ die Tatsache gegenüber, daß — soweit feststellbar — überall klaffende Spalten vorhanden waren. Leider konnte nicht ermittelt werden, ob diese Spalten primärer Natur waren oder (bei der nur schwachen Verfestigung) ausgewitterte, erweiterte Pressungsklüfte darstellten. Sollte es sich um ein System von durch Pressung entstandenen Scherklüften handeln, so müßten südlich der oben erwähnten Störungszone völlig andere Verhältnisse geherrscht haben als innerhalb derselben. Die Aufschlüsse reichten jedoch nicht aus, um darüber Sicheres anzusagen. Zwar fehlten im Bereich der hangenden, verfestigten Kohlensande die weiter nord- bzw. am Stoß nordwest- bis westnordwestwärts in der Kohle vorhandenen sand- erfüllten Spalten und auch die Grenz- oder Hauptscherfläche innerhalb des Flözes war nicht feststellbar, aber die für Beobachtungen in diesem Gebiet zur Verfügung stehende Strossenlänge betrug nur etwa 20 m, und genauere Angaben über Beschaffenheit und Lagerung des Flözes südlich der Tagebaugrenze können nicht gemacht werden. So muß also diese Frage noch offen bleiben.

In diesem Zusammenhang sind einige Bemerkungen über die Verhältnisse des prätertiären Untergrundes erforderlich. Etwa 4 km östlich des Südfeldes steht das Prätertiär (Grauwacke des Koschenberges) bei + 175 m NN an. Nach den bisher vorliegenden Bohrungen handelt es sich dabei um eine relativ steile Aufragung des Untergrundes. Eine 1 km westlich des Gipfels des Koschenberges stehende Bohrung (Geol. Spezialkarte Blatt Hohenbocka, 1919) traf die Grauwacke bei + 100 m NN und eine neuere Bohrung im Werkgelände des BKW „Franz Mehring“ (etwa 6 km WNW des Koschenberges) die verwitterte Ober-

fläche des Prätertiärs mit Sicherheit bei etwa -25 m NN, möglicherweise schon bei etwa -4 m NN, an. Danach mußte man annehmen, daß der Untergrund vom Koschenberg nach W bis NW anfangs rasch, später flacher abtaucht. In den Jahren 1955/56 südsüdwestlich des Kohlenfeldes Niemtsch (Beilage 16) niedergebrachte Pegelbohrungen zeitigten folgende Ergebnisse (nach freundlicher Mitteilung der Werkleitung des BKW „Franz Mehring“):

PBI 4 (+ 108,5 m NN) Grauwacke in 17 bis 18 m Teufe (+ 90,5 m bis + 91,5 m NN);

PBI 5 (+ 107,2 m NN) bei etwa 15 m Teufe einzelne Grauwackenbruchstücke, in der Endteufe (31,7 m = 75,5 m NN) prätertiären Untergrund nicht erreicht;

PBI 3 (+ 106,3 m NN) stark zertrümmerte Grauwacke in 13,4 m Teufe (+ 92,9 m NN); Horizont nicht durchteuft;

PBI 2 (+ 106 m NN) wie PBI 3.

Danach scheint also die Oberfläche der Grauwacke nach Westen recht flach abzufallen und auch stärker reliefiert (oder durch Brüche zerstückelt?) zu sein (PBI. 4–5). Ob jedoch dieses Abtauchen so flach ist, daß noch 2 km WSW von PBI 2–3 am Südostrand des heutigen Südfeldes eine Behinderung der pleistozänen Eisbewegung an Aufragungen der Grauwacke erfolgen konnte, ist wegen des Fehlens weiterer Bohrungen in diesem Gebiet nicht mit Sicherheit zu sagen. Es müßte dann im Bereich des „ehem. Großen Teiches“ (vgl. Beilage 16) das Unterflöz nur wenige Meter über der Grauwacke liegen und sicher auch erheblich gestört sein. Genauere Unterlagen über die Lagerungsverhältnisse liegen hier leider nicht vor. Noch weiter nach Osten, südlich des Südfeldes, könnte die Eisbewegung nur durch eine lokale Aufragung der Grauwacke behindert worden sein. Wenn ein derartiges Tiefenhindernis südlich des Südfeldes vorhanden ist, macht die Deutung der Klüfte im Sandstein als ein durch Pressung entstandenes System von Scherklüften keine Schwierigkeiten. In diesen Beanspruchungsplan passen jedoch nicht die Zugspalten in der Kohle. Es müssen somit zwangsläufig noch einige recht wesentliche Fragen der Genese der Lagerungsstörungen des Südfeldes ungeklärt bleiben.

Zu diesen nicht restlos zu klärenden Fragen gehört auch die Altersstellung der Flözstörungen. Soweit erkennbar, scheinen die Flözdeformationen des Südfeldes nicht gleichaltrig mit der Entstehung der Flözmulde zu sein. Dafür sprechen folgende Befunde:

- a) Bewegungsrichtung des Eises bei der Genese der Flözmulde aus (im Mittel) NNE, zur Zeit der Bildung der Deformationen des Südfeldes aus WNW–NW;
- b) bei der Einmuldung plastische Deformation der Kohle, im Südfeld dagegen rupturale Zerstörung des Flözes (klimatische Ursachen oder verschiedene Mächtigkeit des Deckgebirges);
- c) Fehlen der in der Mulde liegenden und mitdeformierten hangenden Letten und Sand-Letten-Schichten zur Zeit der Entstehung der Störungen des Südfeldes.

Die Einmuldung des Flözes ist somit offenbar älter als die Genese der Bruchdeformationen. Zwischen den beiden Vorgängen muß eine stärkere Abtragung des Deckgebirges und anschließend eine erneute fluviatile Sedimentation stattgefunden haben. Dabei wurden — mit Ausnahme in der Flözmulde — die Ablagerungen des älteren Pleistozäns einschließlich des älteren Geschiebemergels (Grundmoräne des für die Flözeinmuldung verantwortlichen Eisvorstoßes) sowie die wahrscheinlich auch außerhalb der Flözmulde z. T. noch vorhanden gewesenen tertiären Sand-Letten-Schichten und Hangendletten abgetragen und durch pleistozäne Sande und Kiese ersetzt. Man könnte demnach die Einmuldung des Flözes in die Elstereiszeit stellen und die Flözdeformationen im Südfeld dem Hauptvorstoß der Saalevereisung zuordnen. Durch postsaaleglaziale Erosion wurde dann auch der jüngere Geschiebemergel abgetragen und durch Schmelzwasser- sowie jüngere Talsande ersetzt.

Sowohl die altersmäßige Gliederung der Vorgänge als auch deren Erkennen und Deutung wird wesentlich dadurch erschwert, daß im vorliegenden Gebiet wiederholt sehr kräftige Erosionsvorgänge stattgefunden haben. Das Fehlen miozäner Ablagerungen größerer Mächtigkeiten über dem zweiten Lausitzer Flöz sowie die teilweise Erosion auch dieses Flözes im Bereich des Lausitzer Urstromtales beweist, daß es sich um ein altes, mindestens seit dem Altpleistozän bestehendes Tal handelt, in dem immer wieder durch kräftige Erosion nicht nur die zuvor abgelagerten Sedimente, sondern auch stets ältere Ablagerungen abgetragen wurden. Dieser Abtragung sind nicht nur verbreitet die pleistozänen glazialzeitlichen Geschiebemergel, sondern auch die sicher einstmals vorhandenen morphologischen Zeugnisse saaleeiszeitlicher Randlagen zum Opfer gefallen, so daß es heute kaum möglich ist, im Bereich des Urstromtales irgendwelche Aussagen über das Vorhandensein von Eisrandbildungen als morphologische Hindernisse für erneute Eisvorstöße zu machen.

Damit sollen die Untersuchungen der für die Entstehung der glazigenen Flözdeformationen einiger Gebiete anzunehmenden Ursachen und Vorgänge zunächst abgeschlossen werden. Weitere regionale Analysen dieser Art sind hier nicht erforderlich, da die vorliegenden ausreichen, um zu zeigen, wie groß die Schwierigkeiten bei der Ermittlung der Störungsursachen und der zeitlichen Stellung des Störungsvorganges sind. Abschließend sei erwähnt, daß die Untersuchungen der einzelnen glazigenen Störungsgebiete in den mitteldeutschen Braukohlenrevieren gegenwärtig fortgesetzt werden. Über die Ergebnisse wird später an anderer Stelle berichtet.

Zusammenfassung

Die in den quartären und tertiären sowie gelegentlich auch in kretazischen Ablagerungen vorkommenden, durch die Inlandeismassen des Pleistozäns verursachten glazigenen Lagerungsstörungen haben seit über 100 Jahren immer wieder das Interesse der Geologen und – wegen der Einbeziehung der tertiären Braunkohlenflöze in diese Deformationen – auch die Aufmerksamkeit des Bergbaues erregt. In der vorliegenden Arbeit wird versucht, eine Übersicht unserer Kenntnisse über die Genesis dieser glazigenen Störungen unter Berücksichtigung aller beteiligten Faktoren und vor allem in Hinblick auf die Flözdeformationen in Mitteldeutschland zu geben.

Entsprechend dem glazigenen Beanspruchungsplan des Untergrundes handelt es sich bei den eisbedingten Deformationen nahezu ausschließlich um Einengungsformen: Falten, Faltenüberschiebungen und Schuppen verschiedener Größen sowie sog. Aufpressungen. Zerrungsformen treten nur ganz vereinzelt auf. Alle bisher beobachteten Formengruppen der glazigenen „Schichtstörungen“ einschließlich der an der Erdoberfläche morphologisch hervortretenden (Stauchendmoränen, Kernoser und -kames, Jeser) und der besonders in den Jungmoränen Norddeutschlands verbreiteten glaziären allochthonen „Schollen“ werden charakterisiert und kurz erläutert. Wie schon H. CREDNER und F. WAHNSCHAFFE in den achtziger Jahren des vorigen Jahrhunderts erkannten, sind alle diese Lagerungsstörungen auf den Belastungsdruck und die Bewegung der Gletscher bzw. Inlandeismassen an deren Rändern zurückzuführen. Es zeigte sich, daß innerhalb der glazigenen Formen bei weitem die Wirkungen einer dynamischen (maßgebliche Beteiligung der Bewegung des Eises) Beanspruchung des Untergrundes vorherrschen. Rein statische Druckäußerungen (Aufpressungen, Oser) konnten nur im Bereich bewegungsarmer Toteismassen entstehen und nur in den Gebieten erhalten bleiben, die später nicht nochmals vom Eise überfahren worden sind.

Zur Untersuchung der Entstehung der glazigenen Lagerungsstörungen können zwei Wege eingeschlagen werden: Glazial-tektonische Experimente oder eine Analyse aller am Störungsvorgang beteiligten Faktoren. Da gegen Experimente der genannten Art trotz einzelner in jüngster Zeit erzielter guter Ergebnisse grundsätzliche Bedenken bestehen, bleibt nur übrig, die zweite Methode anzuwenden. Dazu sind eingehende Betrachtungen über Größe, Bedeutung und Wirksamkeit folgender, den Störungsvorgang maßgeblich beeinflussender Faktoren erforderlich: Mächtigkeit und Schuttführung der Eismassen in ihren Randgebieten; Bewegungsmechanismus und -geschwindigkeit des Eises; Art und Tiefenreichweite der Beanspruchung des Untergrundes; bodenphysikalisches Verhalten des Untergrundes in Abhängigkeit von den petrographischen Eigenschaften, dem Wassergehalt, einer eventuellen Gefronnis und deren Tiefe sowie der unterschiedlichen Reaktion der einzelnen Schichten innerhalb einer Schichtenfolge gegenüber der Druck- und Schubbeanspruchung; Gestaltung und Beschaffenheit des Vorlandes, vor allem das Vorhandensein von Hindernissen für

die Eisbewegung (Gefälleverhältnisse, Reliefunebenheiten durch Erosionsvorgänge, Aufragungen älterer Gesteinskörper usw.).

Aus der Diskussion aller mit diesen Faktoren zusammenhängenden Fragen ergibt sich:

1. Die glazigenen Lagerungsstörungen sind stets durch das Zusammenwirken einer großen Zahl verschiedenartigster Faktoren entstanden und daher nicht nach irgendeinem festgelegten „Rezept“ zu deuten. Aussagen über die Genese der Deformationen sind jeweils nur für die einzelnen Störungsgebiete nach sorgfältiger Erörterung der möglichen Wirksamkeit der genannten Faktoren möglich.
2. Die wichtigsten, den Störungsvorgang bestimmenden Faktoren sind der Belastungsdruck des Eises, das Vorhandensein einer Behinderung der Eisbewegung und die bodenphysikalischen Eigenschaften des Untergrundes. Die Bewegungsvorgänge innerhalb des Eises scheinen demgegenüber eine geringere Rolle zu spielen.
3. Beim bodenmechanischen Verhalten der glazigen beanspruchten Schichten ist neben der Reaktion der einzelnen Schichtglieder (Stockwerktektonik) die der gesamten Schichtenfolge zu beachten. Von besonderer Bedeutung dürfte hierbei die kaltzeitliche Bodengefrorenis (Tiefe der Gefrorenis, Möglichkeit einer oberen Auftauzone — d. h. Zeit der glazigen Beanspruchung: Sommer—Winter bzw. Früh-, Hoch- oder Spätglazial) sowie vor allem für die Großstörungen das Vorhandensein einer Abscherungsvorgänge begünstigenden Schicht (geringer Reibungswinkel) in geeigneter Tiefenlage sein.
4. Bei den Fragen der Behinderung der Eisausbreitung ist besonders die Beeinflussung der Eisbewegung durch das jeweilige Relief des Vorlandes bedeutsam. Offenbar können sich gelegentlich einzelne Eisloben in präexistierenden Tälern auch in Ost-West-Richtung ausgebreitet haben. Außerdem ist stets zu untersuchen, ob eventuell eine Behinderung des vorstößenden Eises durch junge, intrapleistozäne Schollenbewegungen erfolgt ist.
5. Unsere quartärgeologischen, glaziologischen und bodenphysikalischen Kenntnisse reichen leider in vielen Fällen noch nicht aus, um die Wirksamkeit der einzelnen Faktoren klar beurteilen zu können. Außerdem sind sehr häufig auch unsere Kenntnisse der Schichtenfolgen des Untergrundes noch völlig unzureichend, um eine einwandfreie Analyse des glazigenen Störungsmechanismus durchführen zu können.

Die Anwendung der bisher gewonnenen Erkenntnisse auf die Flözdeformationen und die mit ihnen vergesellschafteten Störungen der tertiären und quartären Sedimente des „Deckgebirges“ läßt die noch bestehenden Schwierigkeiten bei der Deutung der Genese der glazigenen Lagerungsstörungen erkennen. Im einzelnen werden folgende Gebiete analysiert: Die Hochfläche von Gräfenhainichen—Schmiedeberg, der Raum Bitterfeld—Torgau—Belgern—Leipzig und der südlich der warthestadialen Randlage gelegene Bereich rißeiszeitlicher Ablagerungen zwischen Elbe und Senftenberg.

In Hinblick auf die durch die glazigenen Lagerungsstörungen der Braunkohle und ihrer Begleitschichten verursachten bergbaulichen Schwierigkeiten (Erhöhung der Gesteungskosten, Abbauverluste, Böschungsrutschungen, Wasserhaltung und die vielfach beobachteten, ebenfalls glazigenen Veränderungen der technologischen Eigenschaften der Braunkohle) ist eine verstärkte Grundlagenforschung auf diesem Gebiet und eine bessere geologische Erkundung (engmaschiges Bohrnetz, Ansatz einer größeren Zahl von Bohrungen bis in den prätertiären Untergrund) der projektierten Grubenfelder erforderlich.

Literatur

Benutzte Abkürzungen von Zeitschriften:

E. u. G.	Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen/Württ.
G. R.	Geologische Rundschau, Stuttgart (früher Leipzig).
J. Geol.	Journal of Geology, Chicago.
J. Glaciol.	Journal of Glaciology, Cambridge.
Jb. Hall. Verb.	Jahrbuch des Halleschen Verbandes für mitteldeutsche Erdgeschichte, Halle/S.
Jb. Pr. Geol. L.	Jahrbuch der (Königl.) Preußischen Geologischen Landesanstalt, Berlin.
N. Jb. Geol.	Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Stuttgart.
N. Jb. Mineral.	Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Stuttgart.
Z. f. Geschiebef.	Zeitschrift für Geschiebeforschung, Leipzig.
Z. f. Gl.	Zeitschrift für Gletscherkunde, Leipzig.
Z. D. G. G.	Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Berlin-Stuttgart bzw. Hannover-Stuttgart.

- [1] AHLMANN, H. W.: Scientific results of the Swedish-Norwegian Arctic Expedition 1931. Geogr. Annaler 17, Stockholm 1935.
- [2] AHLMANN, H. W.: Glaciological research on the North Atlantic coasts. Roy. Geogr. Soc. London; Research Series Nr. 1; 1948.
- [3] BECKSMANN, E.: Die Verteilung der Schollen im norddeutschen Diluvium in ihrer Lagebeziehung zu den geophysikalischen Anomalien. Z. f. Geschiebef. 7, S. 26, 1931.
- [4] BENTLEY, CH. R., POMEROY, P. W., DORMAN, H. J.: Seismic measurements on the Greenland ice cap. Part I. Ann. Géophys. 13, H. 4, S. 253, Paris 1953.
- [5] BERENDT, G.: Das Tertiär im Bereiche der Mark Brandenburg. Sitzungsber. Kgl. Preuß. Akad. Wiss. Berlin, Jg. 1885, II. Halbband, S. 863.
- [6] BERGER, F.: Die Anlage der schlesischen Stauchmoränen. Zbl. Mineral. 1937, B, S. 417.
- [7] BERGMANN, E.: Über den tieferen Untergrund Brandenburgs. Die Erde, Berlin 1955, H. 1, S. 21.
- [8] BETTENSTAEDT, F.: Stauseebildung und Vorstoß des diluvialen Inlandeises in seinem Randgebiet bei Halle a. S. Jb. Hall. Verb., Bd. XIII (N. F.), S. 241, 1934.
- [9] BEURLEN, K.: Diluvialstratigraphie und Diluvialtektonik. Fortschr. d. Geol. u. Paläontol. Bd. VI, H. 18, Berlin 1927.
- [10] BEURLEN, K.: Der Rückzug des diluvialen Inlandeises aus Norddeutschland. Z. f. Gl. 21, S. 30, 1933.
- [11] BEURLEN, K., u. THIELE, S.: Der Bau des vordiluvialen Untergrundes und sein Einfluß auf die Diluvialmorphologie in Schleswig-Holstein. N. Jb. Mineral. 83, Beilagenband Abt. B, S. 138, 1940.
- [12] BLACK, R. F.: Permafrost — a review. Bull. Geol. Soc. America 65, S. 839, New York 1954.
- [13] BOURGOIN, J.-P.: Quelques caractères analytiques de la surface et du socle de l'inlandsis Groenlandais. Ann. Géophys. 12, H. 1, S. 75, Paris 1956.
- [14] BOYÉ, M.: Glaciaire et Périglaciaire de l'Ata Sund nord-oriental. Expéditions Polaires Françaises Missions Paul-Emil-Victor I. Hermann et Cie. Paris 1950.
- [15] v. d. BRELIE, G., u. TEICHMÜLLER, R.: Das gefaltete „Eozän“ des Antweiler Grabens am Nordabfall der Eifel. N. Jb. Geol., Mh. 3, S. 108, 1957.
- [16] BRINKMANN, R.: Landschaftsformung und junge Krustenbewegungen im Leinegebiet. Die Naturwissenschaften 21, S. 7, Göttingen-Berlin 1933.
- [16a] BRINKMANN, R.: Über die diluvialen Störungen auf Rügen. G. R. 41, S. 231, 1953.
- [17] BRINKMANN, W.: Die Braunkohlenformation im Nordosten der südlichen Neumark mit besonderer Berücksichtigung der Frage nach der Entstehung der in ihr auftretenden Störungen. Braunkohle 6, S. 108, Halle/S. 1907.
- [18] BROCKAMP, B.: Nachtrag zu den wissenschaftlichen Ergebnissen der Deutschen Grönland-Expedition Alfred Wegener. N. Jb. Geol. 93, Abh. S. 177, 1951.
- [18a] BROCKAMP, B.: Zur Frage der Vereisungszentren. N. Jb. Geol., Mh. 5, S. 193, 1952.
- [19] v. BUBNOFF, S.: Eiszeit und Untergrundsbau. Mitt. Geol.-Paläontol. Inst. Univ. Greifswald Nr. 8, 1931.
- [20] v. BUBNOFF, S.: Osteuropäische Beiträge zur Frage der Schichtstörungen durch Eisdruck. Z. f. Geschiebef. 16, S. 181, 1940.
- [21] v. BUBNOFF, S.: Zur Mechanik glazigener Schichtstörungen. Résumés des Communications IV. Int. Congr. Quat. Assoc. (INQUA), Rom 1953.
- [22] v. BUBNOFF, S.: Über glazigene Gesteinsdeformationen. Geologie 3, S. 557, Berlin 1956.
- [23] BULL, C.: Observations in North Greenland relating to theories of the properties of ice. J. Glaciol. 3, Nr. 21, S. 67, 1957.
- [24] BÜDEL, J.: Die räumliche und zeitliche Gliederung des Eiszeitalters. Die Naturwissenschaften, Jg. 1949, H. 4 und 5, Göttingen-Berlin 1949.
- [25] BÜDEL, J.: Die Klimazonen des Eiszeitalters. E. u. G. 1, S. 16, 1951.
- [26] v. BÜLOW, K.: Der Bau des vortertiären Untergrundes in Pommern. Zeitschr. f. prakt. Geol. 34, S. 81, Berlin 1926.

- [27] v. BÜLOW, K.: Erdbaulich bedeutsame Lagerungsverhältnisse in der Grundmoräne und Versuch ihrer Deutung. Zeitschr. f. prakt. Geol. 45, S. 107, Berlin 1937.
- [28] v. BÜLOW, K.: Der Einfluß von Eis und Untergrund auf Gefüge und Formen der Grundmoräne. Z. D. G. G. 91, S. 318, 1939 (a).
- [29] v. BÜLOW, K.: Diluvialmorphologie und Untergrund. Z. f. Geschiebef. 15, S. 103, 1939 (b).
- [30] v. BÜLOW, K.: Stapelmoränen und Untergrund im Norddeutschen Jungdiluvium. Geologie 4, S. 3, Berlin 1955.
- [31] CARLÉ, W.: Das innere Gefüge der Stauchendmoränen und seine Bedeutung für die Gliederung des Altmoränengebietes. G. R. 29, S. 27, 1938.
- [32] CAROL, H.: The formation of „roches moutonnées“. J. Glaciol. 1, Nr. 2, S. 57, 1947.
- [33] CHAMBERLIN, T. C.: Proposed genetic classification of Pleistocene glacial formations. J. Geol. 2, S. 517, 1894.
- [34] CHARLESWORTH, J. K.: The Quaternary Era. E. Arnold, London 1957.
- [35] CIUK, E.: O zjawiskach glacitektonicznych w utworach plejstocenijskich i trzeciorzedowych na obszarze zachodniej i północnej Polski. Z badań czwartorzędowych 6, S. 107, Warszawa 1955.
- [36] CREDNER, H.: Über Schichtstörungen im Untergrunde des Geschiebelehmes an Beispielen aus dem nordwestlichen Sachsen und angrenzenden Landstrichen. Z. D. G. G. 32, S. 75, 1880.
- [37] CZAJKA, W.: Zur Geologie und Morphologie Nordschlesiens. Aus: CZAJKA, W.: Der Schlesische Landrücken, I. Teil. Veröff. Schles. Ges. f. Erdkunde H. 11, Breslau 1931.
- [38] DAMMER, B.: Über Druckerscheinungen im Geschiebemergel des Staumoränengebietes von Schwiebus. Sitzungsber. Preuß. Geol. Landesanst. Berlin 1927, H. 2, S. 129.
- [39] DEECKE, W.: Betrachtungen zum Problem des Inlandeises in Norddeutschland und speziell in Pommern. Z. D. G. G. 58, Monatsber. S. 3, 1906.
- [40] DEMOREST, M.: Glaciation of the upper Nugssuak Peninsula, West Greenland. Z. f. Gl. 25, S. 36, 1937.
- [41] DEMOREST, M.: Ice flowage as revealed by glacial striae. J. Glaciol. 46, S. 700, 1938.
- [42] DEMOREST, M.: Glacier regimes and ice movement within glaciers. American Journ. of Sciences 240, S. 31, New Haven 1942.
- [43] DEMOREST, M.: Ice sheets. Bull. Geol. Soc. America 54, S. 363, New York-Baltimore 1943.
- [44] v. DRYGALSKI, E.: Zur Frage der Bewegung von Gletschern und Inlandeis. N. Jb. Mineral., 1890, Teil II, S. 163.
- [45] v. DRYGALSKI, E.: Die Bewegung von Gletschern und Inlandeis. Mitt. Geogr. Ges. Wien 81, 1938.
- [46] DÜCKER, A.: Ein Untersuchungsverfahren zur Bestimmung der Mächtigkeit des diluvialen Inlandeises. Mitt. Geol. Staatsanst. Hamburg 20, S. 3, 1951.
- [47] ELZE, K.: Hydrologische Untersuchungen im Breslau-Magdeburger Urstromtal. W. Knapp, Halle/S. 1931.
- [48] ETZOLD, F.: Die Braunkohlenformation Nordwestsachsens. Erl. z. geol. Spezialkarte d. Königreiches Sachsen, Leipzig 1912.
- [49] FINSTERWALDER, R.: Some comments on glacier flow. J. Glaciol. 1, Nr. 7, S. 383, 1950.
- [50] FISHER, J. E.: Internal temperatures of a cold glacier and conclusions therefrom. J. Glaciol. 2, S. 583, 1955.
- [51] FLINT, R. F.: Glacial Geology and the Pleistocene Epoch. J. Wiley u. Sons, New York 1947.
- [52] FLINT, R. F., u. DORSEY, H. G.: Glaciation of Siberia. Bull. Geol. Soc. America 56, S. 89, New York-Baltimore 1945.
- [53] FRECH, F.: Über glaziale Druck- und Faltungerscheinungen im Oder-Gebiet. Zeitschr. Ges. f. Erdk. Berlin 36, S. 219, 1901.
- [54] FRIES, W.: Tertiär und Diluvium im Grünberger Höhenrücken. Jb. Hall. Verb. 12, S. 167, 1933.
- [55] FULLER, M. L.: The Geology of Long Island, New York. U. S. Geol. Survey, Profess. Paper 82, 1914.
- [56] GEINITZ, E.: Die Endmoränen Mecklenburgs. Mitt. Großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanst. IV, Rostock 1894.
- [57] GEINITZ, E.: Die Stoltera bei Warnemünde. Mitt. Großherzogl. Mecklenb. Geol. Landesanst. XIX, Rostock 1907.
- [58] GEINITZ, E.: Beitrag zur Geologie Mecklenburgs XX, S. 14, Güstrow 1908.
- [59] GENIESER, K.: Über die Befahrung der Braunkohlengrube Tröbitz-Süd am 6. Sept. 1951. Staatl. Geol. Kommission Berlin, Unterlagenzentrale; 8. 9. 1951 (unveröff.), 1951 (a).
- [60] GENIESER, K.: Bericht über einige neue Beobachtungen im Braunkohlentagebau Tröbitz-Süd. Staatl. Geol. Kommission Berlin, Unterlagenzentrale; 15. 12. 1951 (unveröff.), 1951 (b).
- [61] GENIESER, K.: Über die Befahrung von Thümmers Kiesgruben am 12. Dezember und am 20. Dezember 1951 (Blatt Kirchhain). Staatl. Geol. Kommission Berlin, Unterlagenzentrale; 7. 1. 1952 (unveröff.), 1952.
- [62] GIEBELHAUSEN: Die Braunkohlenbildungen der Provinz Brandenburg und des nördlichen Schlesiens, ihre Lagerung und gegenseitige Stellung. Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen 19, S. 28, Berlin 1871.
- [63] GIRARD, H.: Die norddeutsche Ebene, insbesondere zwischen Elbe und Weichsel. Berlin 1855.
- [64] GLEN, J. W.: Depth measurements of the ice caps and the theory of glacier flow. The Geograph. Journ. CXX, S. 201, London 1954.

- [65] GÖTZINGER, G.: Die 2. Internationale Quartärkonferenz und deren Exkursionen in Rußland September 1932. Z. f. Gl. 22, S. 226, 1935.
- [66] GRAHMANN, R.: Diluvium und Pliozän in Nordwestsachsen. Abh. Sächs. Akad. Wiss., math.-phys. Kl. Bd. 39, Nr. 4, 1925.
- [67] GRAHMANN, R.: Bemerkungen über die Begriffe Diluvium, Eiszeit und Vereisung. Z. f. Gl. 20, 1932.
- [68] GRAHMANN, R.: Spät- und postglaziale Süßwasserbildungen in Regis-Breitungen und die Entwicklung der Urlandschaft in Westsachsen. Mitt. a. d. Osterlande 22, S. 14, Altenburg 1934.
- [69] GRAHMANN, R.: Begriffe der Quartärforschung. E. u. G. 1, S. 69, 1951.
- [70] GRAHMANN, R.: Ausdehnung und Bewegungsrichtung des Inlandeises in Sachsen. Ber. Geol. Ges. d. DDR 2, S. 227, Berlin 1957.
- [71] GRIPP, K.: Untersuchungen an Gletschern und Moränen Spitzbergens. Z. D. G. G. 79, Monatsber. S. 340, 1927.
- [72] GRIPP, K.: Glaziologische und geologische Ergebnisse der Hamburgischen Spitzbergen-Expedition 1927. Abh. Naturwiss. Verein Hamburg 22, H. 3—4, 1929.
- [73] GRIPP, K.: Endmoränen. Compt. Rend. Int. Geogr. Congr. Amsterdam 1938, 2. Bd., IIa, S. 215.
- [74] GRIPP, K.: Nachträglich gestauchte Endmoränen. Forsch. u. Fortschr. 17, S. 155, Berlin 1941.
- [75] GRIPP, K.: Entstehung der diluvialen Grundmoränenlandschaften und die Frage nach deren rezenten Äquivalenten in der Arktis. Veröff. d. Dt. Wiss. Inst. Kopenhagen, Reihe I, Nr. 4, 1942.
- [76] GRIPP, K.: Jasmund und Möen, eine glazialmorphologische Untersuchung. Erdkunde 1, Bonn 1947 (a).
- [77] GRIPP, K.: Glazialmorphologie und geologische Kartierung. Z. D. G. G. 99, S. 190, 1947 (b).
- [78] GRIPP, K.: Über den „jüngeren“ Geschiebemergel auf Jasmund. G. R. 37, S. 114, 1949.
- [79] GRIPP, K.: Inlandeis und Salzaufstieg. G. R. 40, S. 74, 1952.
- [80] GRIPP, K.: Die Entstehung der Landschaft Ost-Schleswigs vom Dänischen Wohld bis Alsen-Meyniana 2, S. 81, Kiel 1954.
- [81] GRIPP, K.: Eisbedingte Lagerungsstörungen. G. R. 43, S. 39, 1955.
- [82] GRIPP, K., u. TODTMANN, E. M.: Die Endmoräne des Green-Bay-Gletschers auf Spitzbergen. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 37, S. 45, 1926.
- [83] GROBA, E.: Das Braunkohlenvorkommen von Berzdorf a. d. Eigen südlich Görlitz unter besonderer Berücksichtigung der diluvialen Störungen. Bergbautechnik 3, H. 7 und 8, Berlin 1953.
- [84] GRUBE, F.: Tektonische Untersuchungen in der Oberkreide von Lägerdorf/Holstein. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg H. 24, S. 5, 1955.
- [85] HAEFELI, R.: Observations on the quasi-viscous behavior of ice in a tunnel in the Z'Mutt Glacier. J. Glaciol. 2, S. 94, 1952.
- [86] HAEFELI, R., u. BRENTANI, F.: Observations in a cold ice cap. J. Glaciol. 2, S. 571 und 623, 1955/1956.
- [87] HALICKI, B., u. OLCZAK, T.: Les glaciations quaternaires et les anomalies gravimétriques sur la plaine européenne. Compt. Rend. XIX Congr. Géol. Int., Sect. IX, Lief. IX, S. 9, Algier 1954.
- [88] HAMEISTER, E.: Die geologische Entwicklung der Buckower Pforte. Beihefte zur Zeitschrift „Geologie“, Heft 17; Akademie-Verlag, Berlin 1957.
- [89] HANCE, J. H.: The recent advance of Black Rapids Glacier, Alaska. J. Geol. 45, S. 775, 1937.
- [90] HARRISON, W.: Marginal zones of vanished glaciers reconstructed from the preconsolidation-pressure values of overridden silts. J. Geol. 66, S. 1, 1958.
- [91] HEINICKE, F.: Beschreibung über die Ablagerung der — oberen — miozänen Braunkohlenformation im südlichen Teil des Rothenburger Kreises (preußisch) und dem nordöstlichen Teil des Königreiches Sachsen. Braunkohle 3, S. 607, Halle/S. 1904/1905.
- [92] HEINICKE, F.: Beschreibung der miozänen — oberen — Braunkohlenablagerung in den Gemarkungen Liebegast und Skaska. Braunkohle 4, S. 129, Halle/S. 1905/1906 (a).
- [93] HEINICKE, F.: Beschreibung der miozänen Braunkohlenablagerung in den Gemarkungen von Ossling, Straßgräbchen, Hausdorf, Grünberg in der sächsischen — und von Scheckthal, Zeißholz, Bernsdorf, Schwarzkolmen in der preußischen Oberlausitz. Braunkohle 4, S. 444, Halle/S. 1905/1906 (b).
- [94] HELLAND, A.: Über die glazialen Bildungen der nordeuropäischen Ebene. Z. D. G. G. 31, S. 63, 1879.
- [95] HERBST, G.: Der Muskauer Faltenbogen in seiner Entstehung und seinem Aufbau, insbesondere in Hinblick auf die in ihm vorhandenen Braunkohlenablagerungen. Unveröff. Diplomarbeit am Geol. Inst. d. Bergakademie Freiberg, 1953.
- [96] HESEMANN, J.: Über die Braunkohlenvorkommen von Konin und Warthestadt im Warthegau. Jahrb. Reichsamt Bodenforsch. 63, S. 468, Berlin 1943.
- [97] HESS v. WICHENDORF, H.: Asar-Bildungen in Hinterpommern und die Entstehung der sogen. Stau-Asar und Aufpressungsasar. Z. D. G. G. 64, Monatsber. S. 102, 1912.
- [98] HESS v. WICHENDORF, H., u. PICARD, E.: Aufnahmebericht über Blatt Spremberg. Jb. Pr. Geol. L. 41 (II), S. CLXX, Berlin 1920.
- [99] HEUBERGER, J.-CH.: Glaciologie Groenland; Vol. I. Forage sur l'inlandsis. Expéditions Polaires Françaises Missions Paul-Emile-Victor, V; Hermann et Cie, Paris 1954.

- [100] HINTZE, E.: Der Geraer Vorsprung, seine tektonische Stellung und seine posteozeäne tektonisch-morphologische Entwicklung. Jb. Hall. Verb., NF. 13, S. 113, 1934.
- [101] HINTZE, V.: Möens Klint Geologie. Kopenhagen 1937.
- [102] HOHL, R.: Über das Ergebnis einiger Bohrungen im Nordosten von Leipzig. Geologie 3, S. 917, Berlin 1954.
- [103] HOLTZSCHERER, J. J.: Depth of polar ice caps, Greenland. Geograph. Journ. 120, S. 193, London 1954.
- [104] HUCKE, K.: Geologie von Brandenburg. Enke, Stuttgart 1922.
- [105] HUNGER, R.: Zwei Diluvialfaunen im Deckgebirge der Braunkohle des Tagebaues Leonhardt bei Neumark im Geiseltal. Z. f. Geschiebef. 15, S. 116, 1939.
- [106] HUNGER, R.: Das Alter der Flözscholle von Tröbitz-Süd bei Dobrilugk. Geologie 2, S. 136, Berlin 1953.
- [107] HUNGER, R., u. SEICHTER, A.: Glazigene Flözdeformationen in der Braunkohle von Gräfenhainichen. Freib. Forsch.-H. C 21, S. 24, Freiberg 1955.
- [108] ILLIES, H.: Über die Vereisungsgrenzen in der Umgebung Hamburgs. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg 51, 1955 (a).
- [109] ILLIES, H.: Pleistozäne Salzstockbewegungen in Norddeutschland und ihre regionale Anordnung. G. R. 43, S. 70, 1955 (b).
- [110] ILLNER, F. (jun.): Die Braunkohlenvorkommen in der Lausitz und in Niederschlesien. Abh. Naturf. Ges. Görlitz 32, H. 2, 1933.
- [111] ISSEL, F.: Die Kleinleipischer und Plessaer Endmoräne. Bergbau u. Energiewirtschaft 4, S. 211, Berlin 1951.
- [112] JAEKEL, O.: Neue Beiträge zur Tektonik des Rügener Steilufers. Z. D. G. G. 69, S. 81, 1917.
- [113] JASPERSEN, P.: Über Schmelzvorgang und Wärmehaushalt im Zentralgebiet des Inlandeises. E. u. G. 6, S. 71, 1955.
- [114] JASPERSEN, P.: Über die Ursachen der Richtungsänderungen der Eisströme im nordeuropäischen Inlandeis. N. Jb. Geol., Mh. 12, S. 541, 1957.
- [115] JESSEN, A.: Lønstrup Klint. Danmarks geol. Undersök. II. Raekke Nr. 49, 1931.
- [116] JOSET, M. A., u. HOLTZSCHERER, J. J.: Détermination des épaisseurs de l'inlandsis du Groenland. Ann. de Géophys. 10, S. 351, Paris 1954.
- [117] KAMM HOLZ, H.: Das Pleistozän von Edersleben-Voigtstedt. Unveröff. Diplomarbeit am Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Halle/S., 1955.
- [118] KEGEL, K.: Bergmännische Gebirgsmechanik. 2. Aufl., Knapp, Halle/S. 1950.
- [119] KEILHACK, K.: Die Einschnitte der Eisenbahn Pretzsch-Düben. Jb. Pr. Geol. L. 16, S. 32, für 1895.
- [120] KEILHACK, K.: Geologische Beobachtungen während des Baues der Brandenburgischen Städtebahn. Jb. Pr. Geol. L. 24, S. 1, für 1903.
- [121] KEILHACK, K.: Geologie der Braunkohle (Allgemeiner Teil); in G. KLEIN, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau. 1. Aufl., Knapp, Halle/S. 1907.
- [122] KEILHACK, K.: Die geologischen Verhältnisse des Niederlausitzer Braunkohlengebietes. Festschrift Grube Ilse, Nieder-Lausitz. 1912.
- [123] KEILHACK, K.: Aufschlüsse märkischer Eisenbahn-Neubauten. Jb. Pr. Geol. L. 36 (II), S. 144, für 1915.
- [124] KEILHACK, K.: Die Staumoräne bei Guben. Jb. Pr. Geol. L. 41 (I), S. 88, für 1920 (a).
- [125] KEILHACK, K.: Neue Beiträge zur Geologie der Lausitz (Blatt Hohenbocka). Jb. Pr. Geol. L. 41 (II), S. 247, für 1920 (b).
- [126] KEILHACK, K.: Die abbaustörenden Einlagerungen und Verunreinigungen in den Braunkohlenflözen der Lausitz, ihre Entstehung und ihr Einfluß auf den Abbau der Kohle. Braunkohle 20, S. 481, Halle/S. 1921/1922.
- [127] KEILHACK, K.: Das Quartär; in W. SALOMON, Grundzüge der Geologie Bd. II, S. 455—484. Schweizerbarth, Stuttgart 1926.
- [128] KEILHACK, K.: Die Braunkohlenformation der Provinz Brandenburg; in G. KLEIN, Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau Bd. I, 3. Aufl., Knapp, Halle/S. 1927.
- [129] KEILHACK, K.: Die geologischen Verhältnisse in der Niederlausitz. Festschrift 50 Jahre Ilse-Bergbau, 1938.
- [130] KELLER, G.: Beitrag zur Frage Oser und Kames. E. u. G. 2, S. 127, 1952.
- [131] KELLER, G.: Drucktexturen in eiszeitlichen Sedimenten. E. u. G. 4/5, S. 158, 1954.
- [132] KIENOW, S.: Über Gleitfaltung und Gleitfaltschieferung. G. R. 41, S. 110, 1953.
- [133] KLEBS, R.: Die diluvialen Wälle in der Umgebung von Nechlin. Jb. Pr. Geol. L. 17, S. 231, für 1896.
- [134] KLEIN, G.: Handbuch für den deutschen Braunkohlenbergbau I. Band; 3. Auflage, Knapp, Halle/S. 1927.
- [135] KLUSEMANN, H., u. TEICHMÜLLER, R.: Die Ablagerungen der Rißeiszeit im Ruhrtal bei Kupferdreh. N. Jb. Geol., Mh. 3, S. 119, 1956.
- [136] KOCH, E.: Muldenbildung an den Flanken der Struktur von Langenfelde vom Miozän bis zur Jetztzeit. Geol. Jahrb. 68, S. 130, Hannover 1953/1954.
- [137] KÖLBEL, H.: Quartäre Bodenbewegungen im Braunkohlengebiet bei Parchim in Mecklenburg. Geologie 3, S. 360, Berlin 1954.
- [138] KORN, J.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte von Preußen, Blatt Marienfließ. 1910.

- [139] KÖRNER, H.: Gletschermechanik und Gletscherbewegung. Zeitschr. f. Gletscherk. u. Glazialgeol. 3, S. 1, Innsbruck 1954.
- [140] KOSSACK, H.-P.: Antarktis. Heidelberg 1955.
- [141] KÖSTER, R.: Eine neue experimentaltektonische Methode mit Sand-Paraffin-Gemengen. N. Jb. Geol., Mh. 7/8, S. 289, 1957 (a).
- [142] KÖSTER, R.: Experimente zur glazialen Schuppung. N. Jb. Geol., Mh. 11, S. 510, 1957 (b).
- [143] KÖSTER, R.: Experimente zur glazialen Faltung. N. Jb. Geol., Mh. 1, S. 33, 1958 (a).
- [144] KÖSTER, R.: Experimenteller Beitrag zur Mechanik von Stauchungszonen. Meyniana 6, S. 60, Kiel 1958 (b).
- [145] KÖSTER, R.: Die Stauchmoräne von Arkona (Rügen). N. Jb. Geol., Mh. 7, S. 289, 1958 (c).
- [146] KÖSTER, R.: Faltung und Überschiebung im tektonischen Experiment. N. Jb. Geol., Mh. 8/9, S. 337, 1958 (d).
- [147] KRAUS, E.: Die Quartärtektonik Ostpreußens. Jb. Pr. Geol. L. 45, S. 633, für 1924.
- [148] KRAUS, E.: Die Quartär-Unterfläche in Lettland. Z. D. G. G. 89, S. 130, 1937.
- [149] KREJCI-GRAF, K.: Über Rutschfaltung auf den Azoren. Geotekt. Symposium zu Ehren von H. Stille, S. 40, Stuttgart 1956.
- [150] KRENKEL, E.: Geologie und Bodenschätze Afrikas. 2. Aufl., Akad. Verlagsgesellschaft, Leipzig 1957.
- [151] KRUTZSCH, W., u. REICHSTEIN, H.: Das Pleistozän-Profil von Voigtstedt-Edersleben (Bez. Halle). Geologie 5, S. 327, Berlin 1956.
- [152] LAGALLY, M.: Mechanik und Thermodynamik des stationären Gletschers. Ergebn. d. Kosmischen Physik Bd. II, Leipzig 1934.
- [153] LAMERSON, P. R., u. DELLWIG, L. F.: Deformation by ice push of lithified sediments in South-Central Iowa. J. Geol. 65, S. 546, 1957.
- [154] LANGWAY, CH. C.: A 400 meter deep ice core in Greenland. J. Glaciol. 3, S. 217, 1958.
- [155] LEHMANN, H.: Rutschungen im Braunkohlenbergbau. Freib. Forsch.-H. A 41, S. 71, Berlin 1955.
- [156] LEHMANN, R.: Die Deckgebirgsschichten im mitteldeutschen Braunkohlenrevier. Z. D. G. G. 82, S. 479, 1930.
- [157] LEMBKE, H.: Die Periglazialerscheinungen im Jungmoränengebiet westlich des Oder-Bruchs bei Freienwalde. Göttinger Geogr. Abh. H. 16, 1954.
- [158] LEMCKE, K.: Geologie und Tektonik der Diedrichshäger Berge bei Arendsee-Brunshaupten i. M. Mitt. Mecklenb. Geol. Landesanst. H. 46, N. F. 11, 1937.
- [159] LEMCKE, K.: Verschuppung von Miozän und diluvialen Schmelzwassersand bei Wittenburg i. Meckl. N. Jb. Mineral. Abt. B, Mh. S. 17, 1949.
- [160] v. LINSTOW, O.: Über Verbreitung und Transgression des Septarientones im Gebiet der mittleren Elbe. Jb. Pr. Geol. L. 25, S. 295, für 1904.
- [161] v. LINSTOW, O.: Die Tertiärbildungen auf dem Gräfenhainichen-Schmiedeberger Plateau. Jb. Pr. Geol. L. 29 (II), S. 254, 1908.
- [162] v. LINSTOW, O.: Die geologischen Verhältnisse von Bitterfeld und Umgebung. N. Jb. Mineral. 33, Beilagenband S. 754, 1912.
- [163] v. LINSTOW, O.: Über Verwerfungen interglazialen Alters bei Frankfurt a. d. Oder. Helios 27, S. 88, Frankfurt/O. 1913 (a).
- [164] v. LINSTOW, O.: Salzflora und Tektonik in Anhalt, Sachsen und Brandenburg. Jb. Pr. Geol. L. 31, S. 23, für 1913 (b).
- [165] LOSSEN, K. A.: Der Boden der Stadt Berlin. Reinigung und Entwässerung Berlins, Heft XIII, 1879.
- [166] LUDWIG, A.: Eistektonik und echte Tektonik in Ost-Rügen (Jasmund). Wiss. Zeitschr. d. Ernst-Moritz-Arndt-Univ. Greifswald, Jg. IV, math.-naturwiss. Reihe Nr. 3/4, S. 251, 1954/1955.
- [167] MATSCHAK, H.: Bodenmechanik und Tagebautechnik. Bergbautechnik 2, S. 503, Berlin 1952.
- [168] MEHNER, W.: Das Tertiär und Prätertiär der östlichen Niederlausitz. Geologie 6, S. 89, Berlin 1957.
- [169] MEHNER, W., u. RAUPACH, F.: Eine tertiäre Scholle im Diluvium von Dobrilugk. Geologie 1, S. 54, Berlin 1952.
- [170] MEYER, E.: Das Faltungsgebiet des Flämings bei Wittenberg und Coswig i. Anhalt und der Nachweis seiner zweimaligen Vereisung. Jb. Pr. Geol. L. 30 (II), S. 312, für 1909.
- [171] MEYER, E.: Die Störungen im nordwestlichen Samland auf Blatt Gr. Dirschheim. Jb. Pr. Geol. L. 35 (II), S. 76, für 1914.
- [172] MOSKVITIN, A. J.: Origin and age of Vyshni-Volochek-Novoy Torzhok moraine ridge. Bull. Soc. Naturalistes Moscou N. S. XLVI, Sect. Géol. XVI (3), 1938.
- [173] NAGINSKI, N. A.: Der Mechanismus der mehrmaligen Inlandvereisung der Westsibirischen Tiefebene. Sowjetwissenschaft, Naturwiss. Abt., Jg. 1954, S. 545, Berlin 1954.
- [174] NEUBER, L.: Beitrag zur Klärung des Gebirgsverhaltens beim Kurzstrebbruchbau im Braunkohlentiefbau. Dissertation, Fakultät f. Bergbau u. Hüttenwesen a. d. Bergakademie Freiberg, 1953.
- [175] NYE, J. F.: The flow of glaciers and ice-sheets as a problem in plasticity. Proceed. Roy. Soc., Ser. A 207, S. 554, London 1951.
- [176] NYE, J. F.: The mechanics of glacier flow. J. Glaciol. 2, S. 81, 1952 (a).

- [177] NYE, J. F.: A method of calculating the thicknesses of the ice-sheets. *Nature* 169, S. 529, London 1952 (b).
- [178] NYE, J. F.: Reply to Mr. J. E. Fisher's comments. *J. Glaciol.* 2, S. 52, 1952 (c).
- [179] OHDE, J.: Vorbelastung und Vorspannung des Baugrundes und ihr Einfluß auf Setzung, Festigkeit und Gleitwiderstand. *Bautechnik* 26, S. 129, Berlin 1949.
- [180] OHDE, J.: Über den Gleitwiderstand der Erdstoffe. Veröff. Forsch.-Anst. f. Schiffahrt, Wasser- und Grundbau 6, Berlin 1955.
- [181] OKKO, V.: Glacial drift in Iceland, its origin and morphology. *Bull. Comm. Géol. de Finlande* Nr. 170, Helsinki 1955.
- [182] ORDUJANZ, K. S.: Gründungen für Bauwerke. Verlag Technik, Berlin 1954.
- [183] OROWAN, E.: Joint Meeting of the British Glaciological Society, the British Rheologists' Club and the Institute of Metals — „The flow of ice and other solids“. *J. Glaciol.* 1, S. 231, 1949.
- [184] OTTILIAE: Das Vorkommen, die Aufsuchung und Gewinnung der Braunkohlen in der Preußischen Provinz Sachsen. *Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen* 7, S. 210, Berlin 1859.
- [185] PENCK, A.: Die Gletscher Norwegens. *Mitt. Verein f. Erdkunde Leipzig*, Jg. 1879, S. 28, 1879 (a).
- [186] PENCK, A.: Die Geschiebformation Norddeutschlands. *Z. D. G. G.* 31, S. 117, 1879 (b).
- [187] PENCK, A.: Eustatische Bewegungen des Meeresspiegels während der Eiszeit. *Geogr. Zeitschr.* 39, S. 329, 1933.
- [188] PERUTZ, M. F.: Report on the problems relating to the flow of glaciers. *J. Glaciol.* 1, S. 47, 1947.
- [189] PETERSEN, G.: Die Schollen der norddeutschen Moränen in ihrer Bedeutung für die diluvialen Krustenbewegungen. *Fortschr. d. Geol. u. Paläont.* H. 9, Berlin 1924.
- [190] PHILIPP, H.: Über ein rezentes alpines Os und seine Bedeutung für die Bildung der diluvialen Osar. *Z. D. G. G.* 64, Monatsber. S. 68, 1912.
- [191] PHILIPP, H.: Geologische Untersuchungen über den Mechanismus der Gletscherbewegung und die Entstehung der Gletschertextur. *N. Jb. Mineral.* 43, Beilagenband S. 439, 1920.
- [192] PHILIPPI, E.: Die Störungen der Kreide und des Diluviums auf Jasmund und Arkona (Rügen). *Z. f. Gl.* 1, S. 81 und 139, 1906.
- [193] PIETZSCH, K.: Die Braunkohlen Deutschlands. Gebr. Borntraeger, Berlin 1925.
- [194] PICARD, E.: Über den tieferen Untergrund der Gegend von Bad Liebenwerda. *Jb. Pr. Geol. L.* 47, S. 36, für 1926.
- [195] PLETTNER: Die Braunkohlenformation der Mark Brandenburg. *Z. D. G. G.* 4, S. 249, 1852.
- [196] POTONIÉ, R.: Zur Genesis der Braunkohlenlager der südlichen Provinz Sachsen. *Jb. Pr. Geol. L.* 29 (I), S. 539, für 1908.
- [197] POTONIÉ, R.: Über den Muskauer Faltenbogen, seine Oberflächenformen und deren Abhängigkeit von der Beschaffenheit und Tektonik der Braunkohle. *Jb. Pr. Geol. L.* 51, S. 391, für 1930.
- [198] PROŠEK, F., u. LOŽEK, V.: Stratigraphische Übersicht des tschechoslowakischen Quartärs. *E. u. G.* 8, S. 97, 1957.
- [199] PRIEMEL, K.: Die Braunkohlenformation des Hügellandes der preußischen Oberlausitz. *Zeitschr. f. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen* 55, S. 1, Berlin 1907.
- [200] QUITZOW, H. W.: Altersbeziehungen und Flözzusammenhänge in der jüngeren Braunkohlenformation nördlich der Mittelgebirge. *Geol. Jahrb.* 68, S. 27, Hannover 1953.
- [201] REINHOLD, D.: Die Flözverhältnisse in den Braunkohlenfeldern des Gebietes Cottbus unter besonderer Berücksichtigung der glazigenen Störungen. Unveröff. Diplomarbeit am Geol.-Paläont. Inst. d. Univ. Greifswald, 1955.
- [202] RICHTER, K.: Studien über fossile Gletscherstruktur. *Z. f. Gletscherk.* 17, S. 33, 1929.
- [203] RICHTER, K.: Die Textur des Geschiebemergels und ihre Bedeutung für die Erforschung des präglazialen Untergrundes. *Z. f. Geschiebef.* 6, S. 80, 1930.
- [204] RICHTER, K.: Gefüge und Zusammensetzung des norddeutschen Jungmoränengebietes. *Abh. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Greifswald* 11, 1933.
- [205] RICHTER, K.: Die Eiszeit in Norddeutschland. Gebr. Borntraeger, Berlin 1937.
- [206] RICHTER, W., SCHNEIDER, H., u. WAGER, R.: Die saaleeiszeitliche Stauchzone von Itterbeck-Ülsen (Grafschaft Bentheim). *Z. D. G. G.* 102, S. 60, 1951.
- [207] ROBIN, G. de Q.: Ice movement and temperature distribution in glaciers and ice-sheets. *J. Glaciol.* 2, S. 523, 1955.
- [208] ROETHE, O.: Zur Deutung ostdeutscher Braunkohlenfalten. *Z. D. G. G.* 82, S. 498, 1930.
- [209] ROETHE, O.: Über die Stauchungen im Braunkohlentertiär der östlichen Mark Brandenburg. *Jb. Hall. Verb. N. F.* 11, S. 185, 1932.
- [210] RUSSWURM, P.: Braunkohlenformation und glaziale Lagerungsstörungen im Felde der Grube Merkur bei Drebkau. *Zeitschr. f. prakt. Geologie* 17, S. 87, Berlin 1909.
- [211] SCHENK, E.: Postpliozäne Krustenbewegungen mit Faltenformen in der Wetterau. *G. R.* 43, S. 93, 1955.
- [212] SCHENSKY, M.: Die Braunkohlenablagerungen südlich des ehemaligen Salzigen Sees bei Oberröblingen. *Jb. Hall. Verb. N. F.* 6, S. 27.
- [213] SCHMIDT, M.: Über Wallberge auf Blatt Naugard. *Jb. Pr. Geol. L.* 21, S. 81, für 1900.
- [214] SCHMIERER, TH.: Aufnahmebericht zu den Blättern Göllnitz, Alt-Döbern, Senftenberg. *Jb. Pr. Geol. L.* 25, S. 737, für 1904.

- [215] SCHMIERER, TH.: Über ein glazial gefaltetes Gebiet auf dem westlichen Fläming, seine Tektonik und seine Stratigraphie unter besonderer Berücksichtigung des marinen Oligozäns. Jb. Pr. Geol. L. 31 (I), S. 105, für 1910.
- [216] SCHOTT, C.: Zur Formengestaltung der Eisrandlagen Norddeutschlands. Z. f. Gl. 21, S. 54, 1933.
- [217] SCHRÖDER, H.: Über Durchragungs-Züge und -Zonen in der Uckermark und in Ostpreußen. Jb. Pr. Geol. L. 9, S. 166, für 1888.
- [218] SCHRÖDER, H.: Über Verbreitung und Entwicklung der tertiären Ablagerungen in der Altmark. Jb. Pr. Geol. L. 48, S. 78, für 1927.
- [219] SCHRÖDER, H.: Über die Beziehungen des tertiären Untergrundes zu den quartären Oberflächenformen der Altmark. Mitt. Sächs.-Thüring. Verein f. Erdk. 49.—51. Jg., S. 77, Halle 1928.
- [220] SCHRÖDER, H.: Untergrund und Diluvialmorphologie in der Altmark. Öl und Kohle 38, S. 1216, 1942.
- [221] SCHULZ, G.: Die Lagerungsverhältnisse des Braunkohle führenden Tertiärs und des Diluviums in der östlichen Mark. Braunkohle 28, S. 61, 85, 126, Halle/S. 1929.
- [222] SCHULZ, H.: Der Geschiebedecksand als spätglaziale Wanderschuttdecke im Brandenburgischen Alt- und Jungmoränengebiet. Petermanns Geogr. Mitt. 100, S. 16, Gotha 1956.
- [223] SCHWAN, W.: Untervorschiebungen und Aufbruchsfalten. N. Jb. Geol., Mh. 8/9, S. 356, 1958.
- [224] SEICHTER, E.: Die braunkohlenführende Schichtenfolge im Gebiet des Kreises Liebenwerda. Unveröff. Diplomarbeit am Inst. f. Brennstoffgeol. d. Bergakademie Freiberg, 1954.
- [225] SEIDL, E.: Gletscherdruck-Tektonik nord- und mitteldeutscher Braunkohlenschichten, erklärt nach Richtlinien der technischen Mechanik. Braunkohle 32, S. 337, Halle/S. 1933.
- [226] SEIDL, E.: Bruch- und Fließformen der Technischen Mechanik und ihre Anwendung auf Geologie und Bergbau; Bd. V Krümmungsformen. Berlin 1934.
- [227] SEIFERT, G.: Das mikroskopische Korngefüge des Geschiebemergels als Abbild der Eisbewegung, zugleich Geschichte des Eisabbaues in Fehmarn, Ost-Wagrien und dem Dänischen Wohld. Meyniana 2, S. 124, Kiel 1954.
- [228] SELIGMAN, G.: Research on glacier flow: an historical outline. Geografiska Annaler Jg. 1949, H. 1/2 „Glaciers and Climate“, S. 228, Stockholm 1949.
- [229] SENJUKOW, W.: Das Problem der Erdölführung im Gebiet Leningrad und Wege zu seiner praktischen Lösung (russ.). Sowjetische Geologie 9, Nr. 1, S. 29, 1941.
- [230] SHARP, R. P.: Deformation of bore hole in Malaspina Glacier, Alaska. Bull. Geol. Soc. America 64, S. 97, New York-Baltimore 1953.
- [231] SHARP, R. P.: Glacier flow: a review. Bull. Geol. Soc. America 65, S. 821, New York-Baltimore 1954.
- [232] SLATER, G.: Glacial tectonics as reflected in disturbed drift deposits. Proceed. Geol. Assoc. London, 1926.
- [233] SLATER, G.: The structure of the disturbed deposits of Møens Klint, Denmark. Transact. Roy. Soc. Edinburgh 60 (II), 1927.
- [234] SLATER, G.: Die Strukturverhältnisse der gestörten Kreide- und Diluvialablagerungen der Ostküste Rügens (Jasmund Distrikt). N. Jb. Mineral. 63, Beilagenband B, 1930.
- [235] SOLGER, F.: Großformen in Norddeutschland. Z. D. G. G. 87, S. 1, 1935 (a).
- [236] SOLGER, F.: Die Entstehung der nordostdeutschen Bodenformen während der Eiszeit. D. Reimer, Berlin 1935 (b).
- [237] SOLGER, F.: Die Höhenzüge der Mark Brandenburg. Brandenburgia 49, S. 1, 1940.
- [238] SOMIGLIANA, G.: Sulla profondità dei ghiacciai. Rendiconti Acc. Lincei, Math.-Phys. Cl. 30, 1921 (zit. nach S. FINSTERWALDER, Z. f. Gl. 12, 1922).
- [239] SONNTAG, K.: Das Verhältnis der magnetischen I Z-Anomalien des assyrisch-varistischen Gebirgsbogens zur Elbelinie. Mitt. a. d. Geol. u. Paläont. Inst. d. Karl-Marx-Univ. Leipzig; „Geologie und Geophysik“, S. 52, 1957.
- [240] STREIFF-BECKER, R.: Zur Dynamik des Firneises. Z. f. Gl. 26, S. 1, 1938.
- [241] STREIFF-BECKER, R.: Extrusion flow in glaciers. J. Glaciol. 2, S. 181, 1953.
- [242] THILO, W.: Die Braunkohlenablagerungen im südöstlichen Teile des Kreises Sorau in der Niederlausitz. Braunkohle 20, S. 497, Halle/S. 1921/1922.
- [243] TILLMANN, H., u. KIRSCHHOCK, E.: Neuere Untersuchungen im Braunkohlen-Tertiär der Oberpfalz, 1. Teil: Nord-, Ost- und Westfeld der Bayr. Braunkohlen-Industrie AG. Schwarzenfeld. Geologica Bavarica Nr. 21, München 1954.
- [244] TODTMANN, E. M.: Endmoränenbildungen in Spitzbergen und ihre Bedeutung für die Formen der diluvialen Endmoränen. Jahresber. u. Mitt. d. oberrhein. geol. Vereins N. F. 21, S. 1, 1932 (a).
- [245] TODTMANN, E. M.: Glazialgeologische Studien am Südrand des Vatna-Jökull (Sommer 1931). Forsch. u. Fortschr. 8, S. 333, Berlin 1932 (b).
- [246] TODTMANN, E. M.: Einige Ergebnisse von glazialgeologischen Untersuchungen am Südrand des Vatna-Jökull auf Island (1931 und 1934). Z. D. G. G. 88, S. 77, 1936.
- [247] TODTMANN, E. M.: Über Schwankungen des weichseleiszeitlichen Eisrandes im südlichen Holstein. Abh. Naturwiss. Verein Bremen 33, 1952 (a).
- [248] TODTMANN, E. M.: Im Gletscherrückzugsgebiet des Vatna Jökull auf Island, 1951. N. Jb. Geol. Mh. 9, S. 401, 1952 (b).

- [249] TODTMANN, E. M.: Die würmeiszeitlichen Eisrandschwankungen im Bereich der Hahnheide bei Tritttau östlich Hamburg. Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg H. 23, S. 142, 1954.
- [250] TODTMANN, E. M.: Kringilsárrani, das Vorfeld des Bruárjökull. N. Jb. Geol. 104, Abh. S. 255, 1957.
- [251] TORNOW, M.: Ablagerungsverhältnisse und Abbau der geringmächtigen Braunkohlenflöze bei Müncheberg i. M. Zeitschr. Glückauf 45, S. 586, Essen 1909.
- [252] TRUSHEIM, F.: Über Halokinese und ihre Bedeutung für die strukturelle Entwicklung Norddeutschlands. Z. D. G. G. 109, S. 111, 1957.
- [253] VIETE, G.: Über zwei quartärgeologische Beobachtungen bei Niemegek (Fläming). Geologie 2, S. 131, Berlin 1953.
- [254] VIETE, G.: Kritische Bemerkungen zur Bestimmung der pleistozänen Inlandeismächtigkeit mit Hilfe von Drucksetzungsmessungen. E. u. G. 8, S. 97, 1957 (a).
- [255] VIETE, G.: Die 8. Hauptversammlung der Deutschen Quartärvereinigung. Geologie 6, S. 100, Berlin 1957 (b).
- [256] WAGENBRETH, O.: Quartärgeologische Beobachtungen im Gebiete des Tagebaues Profen bei Zeltz. Freib. Forsch.-H. C 21, S. 40, Berlin 1955.
- [257] WAHNSCHAFFE, F.: Über einige glaziale Druckerscheinungen im norddeutschen Diluvium. Z. D. G. G. 34, S. 562, 1882.
- [258] WAHNSCHAFFE, F.: Die Bedeutung des baltischen Höhenrückens für die Eiszeit. Verh. VIII. Dt. Geogr. Tag, Berlin 1883.
- [259] WAHNSCHAFFE, F.: Die Lagerungsverhältnisse des Tertiärs und Quartärs der Gegend von Buckow. Jb. Pr. Geol. L. 14, S. 93, für 1893.
- [260] WAHNSCHAFFE, F.: Die glazialen Störungen in den Kreidegruben von Finkenwalde bei Stettin. Z. D. G. G. 56, S. 24, 1904.
- [261] WAHNSCHAFFE, F.: Glaziale Schichtstörungen im Tertiär und Quartär bei Freienwalde a. O. und bei Fürstenwalde. Z. D. G. G. 58, Monatsber. S. 242, 1906.
- [262] WAHNSCHAFFE, F.: Über das Quartär und Tertiär bei Fürstenwalde a. d. Spree. Jb. Pr. Geol. L. 36 (II), S. 343, für 1915.
- [263] WEBER, H.: Die Braunkohlenablagerung in dem Gebiet zwischen dem Muskauer und Sorauer Flözzuge, ihre Entstehung und ihre Stellung zu den benachbarten Braunkohlenvorkommen. Dissertation an der Techn. Hochschule Berlin, 1927.
- [264] WEIGELT, H.: Die Kohlenaufpressungen in den Geiseltalgruben „Leonhardt“, „Pfännerhall“ und „Rheinland“. Jb. Hall. Verb. 7, S. 68, 1928.
- [265] WEISSERMEL, W.: Zur Geologie des Geiseltales bei Merseburg mit besonderer Berücksichtigung der Braunkohle. Z. D. G. G. 82, S. 257, 1930.
- [266] WERENSKIOLD, W.: The extent of frozen ground under the sea bottom and glacier beds. J. Glaciol. 2, S. 197, 1953.
- [267] WIEGERS, F.: Aufnahmeergebnisse zu den Blättern Calvörde, Uthmöden, Mieste, Letzlingen. Jb. Pr. Geol. L. 25, S. 659, für 1904.
- [268] WIEGERS, F.: Diluviale Faltungen des Tertiärs nördlich Gardelegen. Z. D. G. G. 57, Monatsber. S. 462, 1905.
- [269] WIEGERS, F.: Aufnahmebericht über Blatt Magdeburg. Jb. Pr. Geol. L. 41 (II), S. CXLII, für 1920.
- [270] WIRTZ, D.: Diluviale Bewegungen im Kieler Gebiet. Zbl. Mineral. 1936, Abt. B, S. 149.
- [271] WOLDSTEDT, P.: Tektonik und Diluvium in Norddeutschland. Z. f. Gl. 16, S. 114, 1928.
- [272] WOLDSTEDT, P.: Vergleichende Untersuchungen an isländischen Gletschern. Jb. Pr. Geol. L. 59, S. 249, für 1938.
- [273] WOLDSTEDT, P.: Der Bewegungsvorgang beim Inlandeis. Petermanns Geogr. Mitt. 96, S. 268, Gotha 1952.
- [274] WOLDSTEDT, P.: Norddeutschland und die angrenzenden Gebiete im Eiszeitalter. 2. Aufl., K. F. Koehler, Stuttgart 1954.
- [275] WOLDSTEDT, P.: Die Geschichte des Flußnetzes in Norddeutschland und angrenzenden Gebieten. E. u. G. 7, S. 5, 1956.
- [276] WOLFF, W.: Einige glazialgeologische Probleme aus dem norddeutschen Tiefland. Z. D. G. G. 79, Monatsber. S. 342, 1927.
- [277] WOLFF, W.: Zur Quartärgeologie von Holstein. Z. D. G. G. 85, S. 425, 1933.
- [278] ZACHE, E.: Der Boden; in FRIEDEL-MIELKE, Landeskunde der Provinz Brandenburg Bd. 1, S. 37, Berlin 1909.
- [279] ZÖLLER, A.: Die Entstehung der Stauchmoränen am Niederrhein und ihre Bedeutung für die Kenntnis des tieferen Untergrundes. Ber. Reichsstelle f. Bodenforsch. Jg. 1941, H. 10—12, S. 187, Wien 1941.
- [280] ZWIERZYCKI, J.: Geologia złóz Wegla brunatnego. Geol. Inst. Paliw. Nat. Katowice, 1949.

Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

Tafeln 1 bis 30

TAFEL 1

Braunkohlenwerk Berzdorf a. d. Eigen

- Bild 1: Flözsättel vom Typ der Großfalten im Deckgebirge des im Aufschluß begriffenen Tagebaues; Blick auf den etwa WSW-ENE streichenden Tagebaurand;
phot. E. GROBA, 1949 (vgl. E. GROBA, 1953)
- Bild 2: Blick von S in einen etwa N-S streichenden Flözsattel im westlichen Teil des Tagebaues; nördlich des Tagebaues im Mittelgrund der Ort Berzdorf, im Hintergrund die Landeskrone;
phot. Verf., Juli 1953
- Bild 3: Südwestliche, etwa SE-NW streichende Abbaufrent mit drei bis in den 1. bzw. 2. Abraumschnitt reichenden Flözsätteln; am vordersten Sattel (I) Schleppung der hangenden Sande, Kiese und Letten;
phot. Verf., September 1957
- Bild 4: Blick von E auf die gleiche Abbaufrent wie in Bild 3 mit den gleichen drei Flözsätteln beim Abbaustand Juli 1958;
phot. Verf.
- Bild 5: Blick von S nach N auf die Abraumschnitte im südwestlichen Teil des Tagebaues mit Anschnitten mehrerer Flözsättel; im Hintergrund links der Schwarze Berg bei Jauernick, in der Mitte die Landeskrone;
phot. Verf., Juli 1958

WSW

ENE



1



SE

NW

2



SE

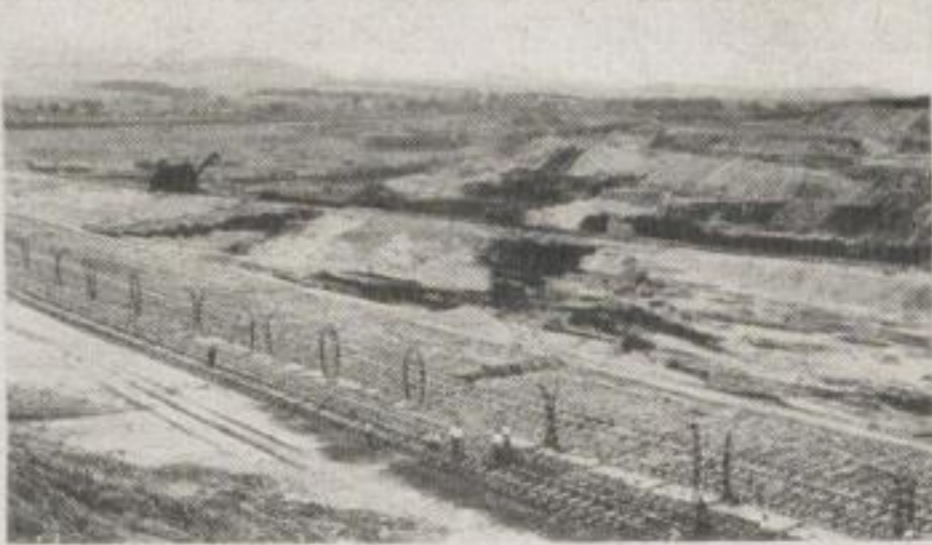
NW W

3

E



4



5

Bergakademie
"Ernst-
Thomae-
Bergbau-
Museum"

TAFEL 2

Braunkohlenwerk Berzdorf a. d. Eigen

- Bild 1: Schmale (statische) Flözaufpressung am Nordstoß der im Bau befindlichen Kohlenausfahrt mit randlicher Aufschleppung der Hangendschichten;
phot. Verf., Juli 1958
- Bild 2: In der 2. Abraumstrosse „aufgeschnittener“, etwa NNE-SSW streichender schmaler Flözsattel (Sattel III auf Tafel 1/4);
phot. Verf., Juli 1958
(Beachte die wechselnde Breite des Sattels in seiner Streichrichtung!)
- Bild 3: Fältelung und Kleinfaltung des Flözes an der Flanke eines Kohlensattels;
phot. Verf., September 1957
- Bild 4: Fältelung der Braunkohle an der Westflanke eines steilen Kohlensattels;
phot. Verf., August 1955
- Bild 5: Schleppung der hangenden Letten, Sande und Kiese an der Flanke eines Kohlensattels (I auf Tafel 1/3);
phot. Verf., September 1957
- Bild 6: Schleppung der Hangendschichten an der Flanke des Kohlensattels II (Tafel 1/3);
phot. Verf., September 1957
- Bild 7: Blick von SW in den Kohlensattel I (Tafel 1/3) auf der 3. Abraumstrosse (Streichen des Sattels etwa NNE-SSW);
phot. Verf., September 1957
Die hellen Lettenschichten lassen im Sattel komplizierte, an die Salztektunik erinnernde Deformationen erkennen; beachte im rechten Teil des Bildes die kleine etwa ESE-WNW gerichtete Aufschiebung!

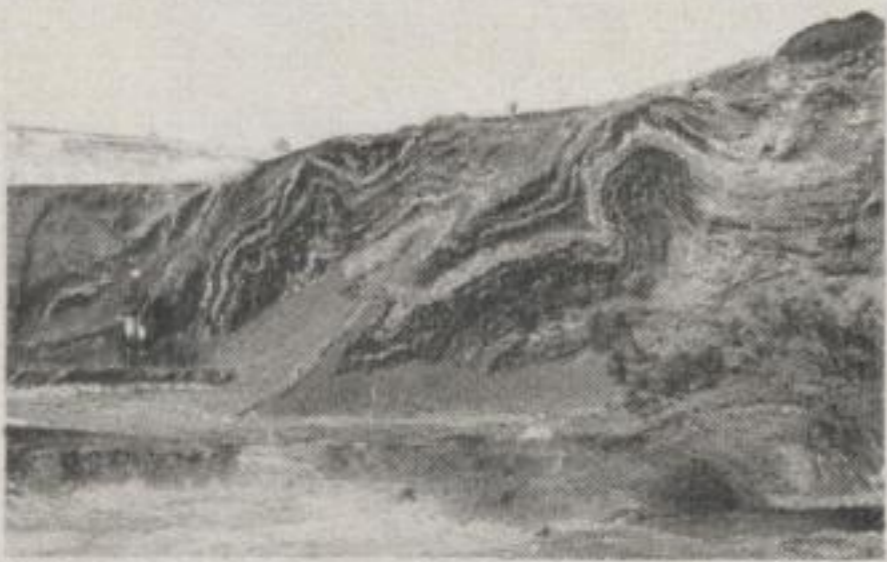
Handwritten notes at the bottom of the page, possibly a library stamp or personal annotation.



1



2



3



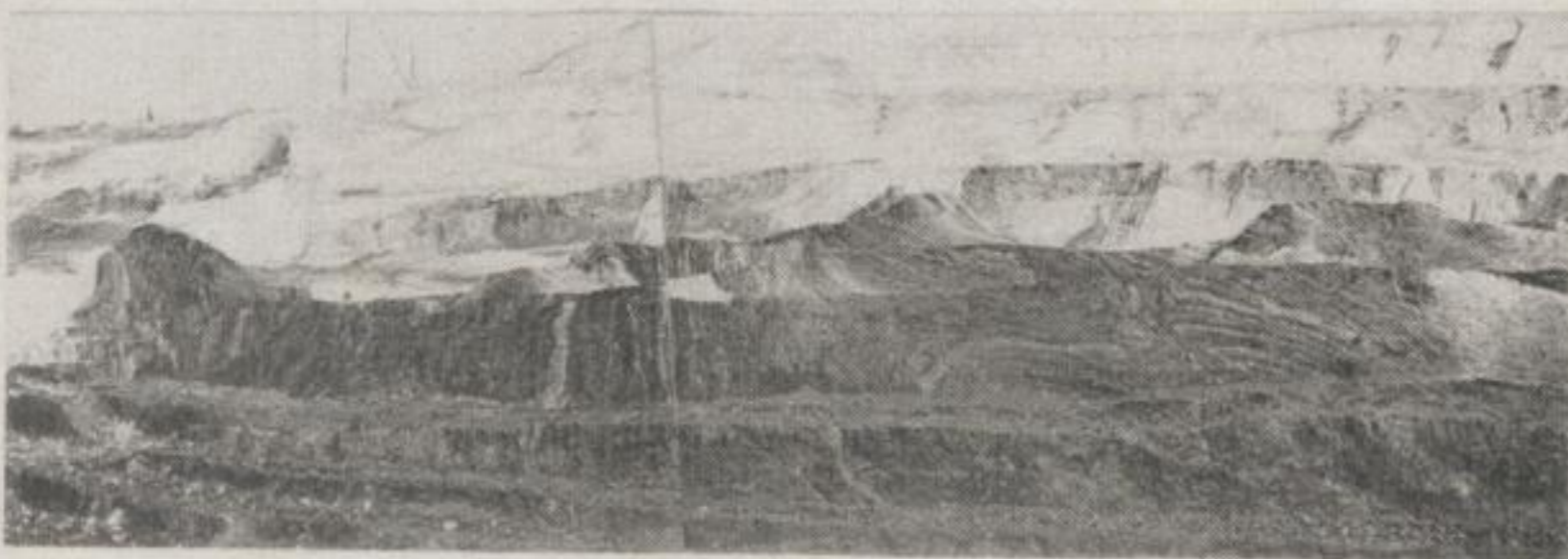
4



5



6



7

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 3

Braunkohlenwerk Berzdorf a. d. Eigen

- Bild 1: ESE-WNW-Profil durch den Kohlensattel II (Tafel 1/3) im 4. Abraumschnitt; Stoßhöhe etwa 16 m, abgebildete Stoßlänge etwa 65 m; Kohlenhangendes: an der ESE-Flanke geschleppte pleistozäne Sande und Kiese, an der Gegenflanke Geschiebemergel; phot. Verf., September 1957
- Bild 2: Westlicher Teil des Kohlensattels I (Tafel 1/4); an der Sattelflanke geschleppte Sande und Kiese sowie Letteneinpressung in die Kohle; phot. Verf., Juli 1958
- Bild 3: Mittelteil des Kohlensattels I (Tafel 1/4) im 4. Abraumschnitt beim Abbaustand vom Juli 1958; vgl. dazu Aufschlußbild vom September 1957 (Tafel 1/3); Aufspaltung des Sattels durch Quarzsande und -kiese; phot. Verf.
- Bild 4: „Rückseite“ des Kohlensattels von Bild 3 auf der 3. Abraumstrosse (Blick nach NNE); phot. Verf., Juli 1958
- Bild 5: Ausschnittprofil aus Bild 4; zwischen den beiden Flözteilen liegen (im Bild) links steil gestellte, geknitterte Quarzsande, rechts dagegen ein walzenförmig verfalteter sandig-kiesiger Geschiebemergel; Streichen der Störungsfläche zwischen Kohle und Quarzsand (links) etwa 40°, zwischen dem Geschiebemergel und dem rechten Flözteil etwa 45°; phot. Verf., Juli 1958

ESE

WNW



WNW

ESE



WNW

2

4

ESE

3



5

Bergakademie
 Bucherei
 Freiberg i. Sa.

TAFEL 4

Braunkohlenwerk Berzdorf a. d. Eigen

- Bild 1: Flache Aufschiebung in pleistozänen Sanden und Kiesen im 4. Abraumschnitt des Deckgebirges zwischen den Kohlensätteln I und II (Tafel 1/3);
phot. Verf., September 1957
- Bild 2: Kleine Abschiebungen (Sprunghöhe 30 bis 50 cm) in pleistozänen Sanden und Kiesen an der Flanke eines Kohlensattels;
phot. Verf., September 1957
- Bild 3: Flach S-förmige Verbiegung eines Holzstammes (abgebildete Länge 7,6 m) im Kohlensattel III (Tafel 1/3);
phot. Verf., September 1957

Braunkohlenwerk Piskowitz (Lausitz)

- Bild 4: Etwa NW-SE streichende Aufpressung des über dem Zwischenmittel liegenden oberen Flözteiltes;
phot. Verf., August 1955

Tongrube zwischen Hirschfeld und Merzdorf
(südl. Elsterwerda)

- Bild 5: In tertiäre Tone eingebettetes gering mächtiges Braunkohlenflöz in gestörter Lagerung mit stark deformiertem Teil eines Holzstammes (Xylit);
phot. Verf., August 1957

Braunkohlenwerk „Freundschaft“ bei Klettwitz

- Bild 6: SW-vergenter, schiefer Sattel des Lausitzer Unterflözes am Nordstoß des Tagebaues;
phot. Verf., August 1955
- Bild 7: Flache Faltenüberschiebung mit verdrücktem Liegendschenkel in den tertiären Hangendschichten des Lausitzer Unterflözes an der (flachen) NE-Flanke des in Bild 6 dargestellten Flözsattels;
phot. Verf., August 1955



1



2



3



4



5



6



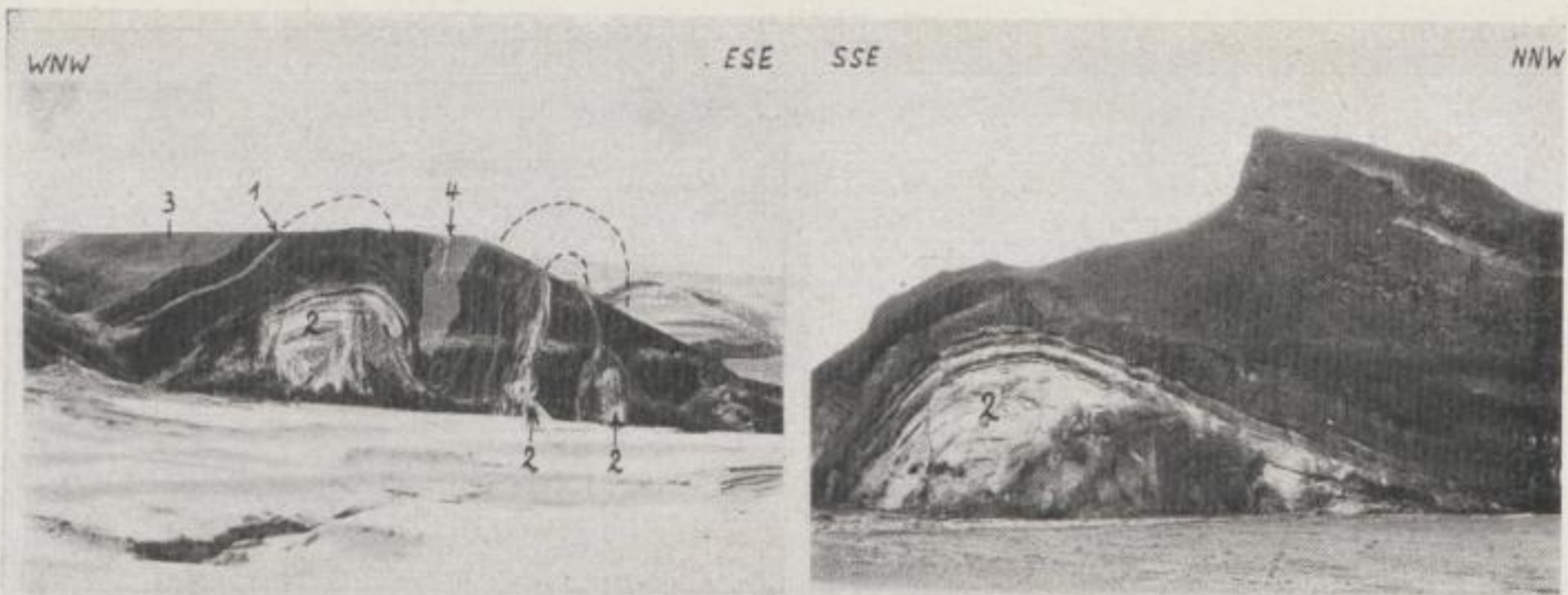
7

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 5

Braunkohlenwerk Greifenhain

- Bild 1: Große, etwa SW-NE streichende Sattelzone, aus 2 Spezialsätteln bestehend; 1 = oberes Zwischenmittel, 2 = unteres Zwischenmittel, 3 = hangende Kohlenletten, 4 = braune Hangendsande; Verlauf des Anschnittes ESE-WNW, Höhe etwa 14 bis 15 m; Westrand des Tagebaues; phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 2: Gleicher Sattel wie Bild 1, Rückseite des Flözbuckels; Verlauf des Anschnittes 160° ; im Bild oben rechts Auf- bzw. Unterschiebung am oberen Zwischenmittel erkennbar; Westrand des Tagebaues; phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 3: Detail der Flöz-Zwischenmittel-Falte von Bild 1; phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 4: Glazigen gestörte Flözlagerung, erkennbar am Verlauf der beiden Zwischenmittel (1 und 2); das Auftauchen des unteren Zwischenmittels am Fuße des Kohlenhochschnittes deutet einen Flözsattel an (s. auch Störungen des oberen Mittels!); nach Norden Ansteigen des Flözes zu einer weiteren Aufsattelung; Blickrichtung etwa S-N; SW-Ecke des Tagebaues; phot. M. SÜSS, August 1958
- Bild 5: Kleinfaltung des unteren Zwischenmittels; Westrand des Tagebaues; phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 6: Spezialfalte im oberen Teil des Deckgebirges an der NW-Flanke einer Sattelzone; oberer Abraumschnitt (Verlauf NNE-SSW) am Westrand des Tagebaues; phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 7: NE-SW streichende Faltenmulde (!) aus hangenden, flintführenden Sanden; Südostflanke einer großen Sattelzone am Westrand des Tagebaues; phot. Verf., Oktober 1958



1



2



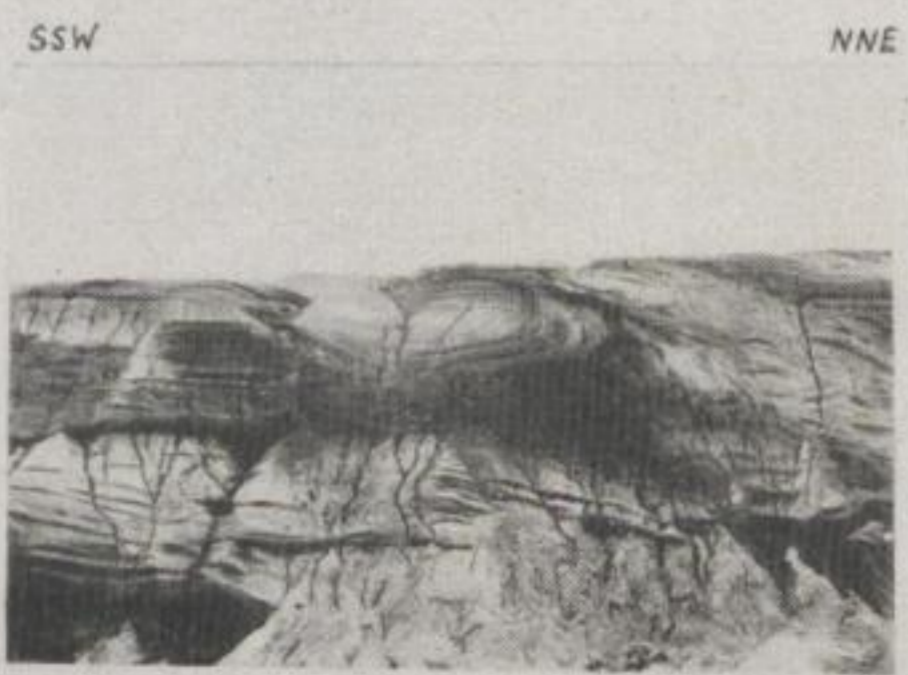
3



4



5



6



7

Bergakademie
 "Bücherel"
 Freiberg i. Sa.

TAFEL 6

Braunkohlenwerk Greifenhain

- Bild 1: Fältelung einer scheinbar nach SSE einfallenden Feinsandschicht (kohlenhaltige Quarzsande) im Gebiet der glazigenen Störungen am Westrande des Tagebaues; Maßstab 10 cm lang; in Richtung des Einfallens der Schicht nehmen die Länge der flachen Faltenschenkel und die SE-Vergenz der Falten zu; Ähnlichkeit mit dem Typ der „Aufbruchsfalten“ mit Übergang zu „Untervorschiebungen“ im Sinne von W. SCHWAN (1958);
phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 2: Wie Bild 1; vereinzelt sind die für „Aufbruchsfalten“ typischen dünnen flachen Hangendschenkel und dickeren steilen Liegendschenkel erkennbar;
phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 3: Kleine Abschiebungen in pleistozänen Sanden mit Zwischenschichten umgelagerter Braunkohle; Anschnitt verläuft SW-NE; Einfallen der Störungsflächen: A und B = 60° nach NE; C = 50° nach E; D = 45° nach SW; Maßstab 45 cm lang; 2. Abraumschnitt am Westrand des Tagebaues;
phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 4: Kern einer ungefähr SE-vergenten, nahezu horizontal liegenden Faltenmulde aus teils tonigen, braunen Sanden des Kohlendeckgebirges; Westrand des Tagebaues;
phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 5: Einpressung von Geschiebemergel zwischen den Hangendletten (im Bild rechts, im Liegenden) und der Kohle (links) im Liegendschenkel einer SE-vergenten Großfalte; Westrand des Tagebaues, 2. Abraumschnitt;
phot. Verf., Oktober 1958
- Bild 6: Kleine SE-vergente Falte im total zertrümmerten oberen Teil des Flözes; Länge der Hacke 40 cm; Westrand des Tagebaues;
phot. M. SÜSS, August 1958



1



2



3



4



5



6

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

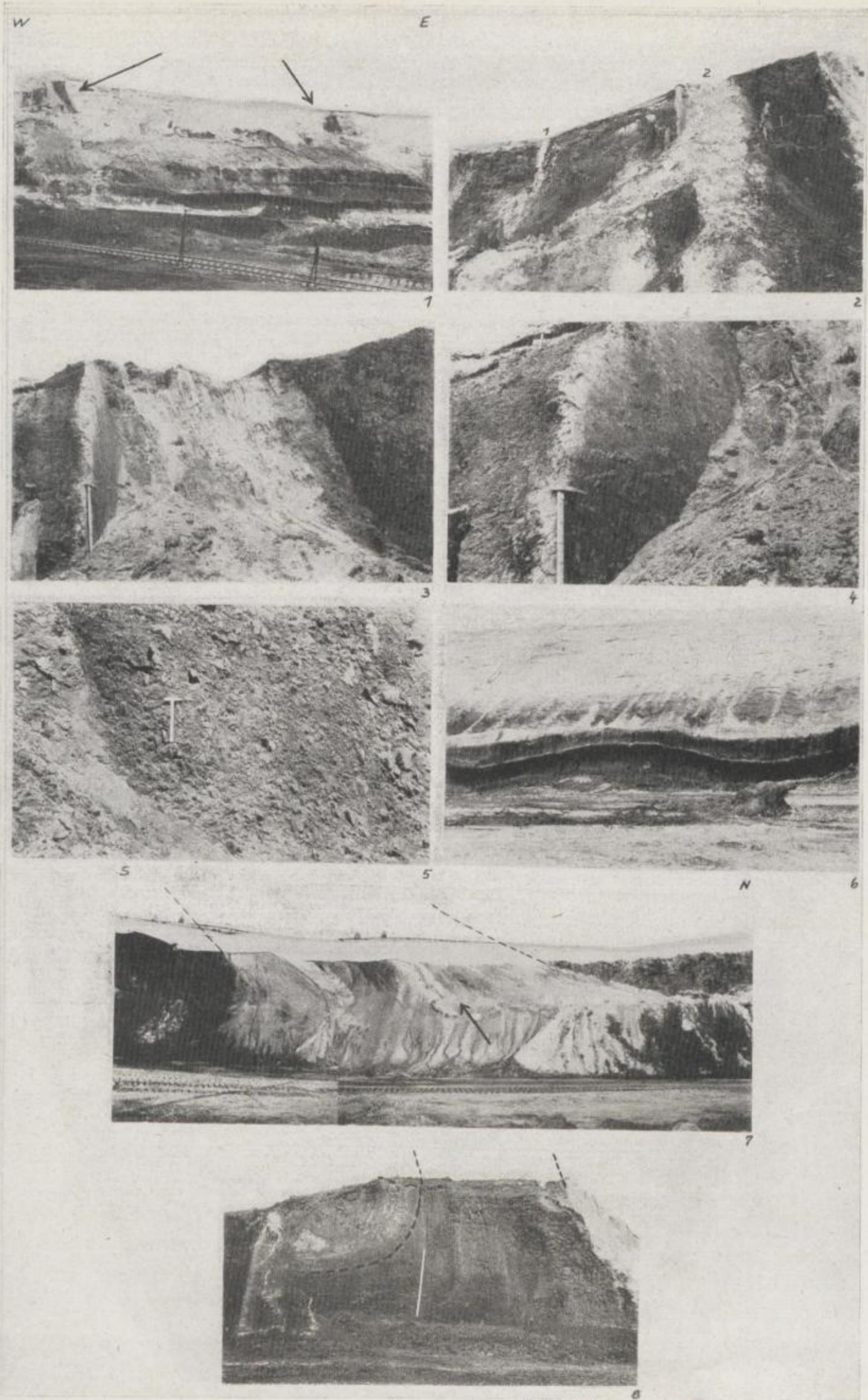
TAFEL 7

Braunkohlenwerk Greifenhain

- Bild 1: Nordrand des Tagebaues beim Abbaustand vom Mai 1956; in Bildmitte: ruhige Lagerung des durch ein oberes, 0,2 bis 0,5 m mächtiges und ein unteres, 1 bis 8 m mächtiges Mittel dreigeteilten Lausitzer Unterflözes, dahinter (im oberen Teil des Stoßes) das durch Schub aus NW aufgestauchte Flöz;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 2: Westlicher Sattelschenkel aus Bild 1; die beiden Mittel lassen die Steilstellung des Flözes deutlich erkennen;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 3: Ausschnitt von Bild 2; unteres Flözmittel mit Bewegungsfläche am linken Flözteil;
phot. H. ULLRICH, Mai 1956
- Bild 4: Harnischfläche auf der Kohle;
phot. H. ULLRICH, Mai 1956
- Bild 5: Trümmer- oder Brekzienkohle aus der Flözstörung (Bild 2);
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 6: Schwach wellige Lagerung des oberen Teiles (oberes Zwischenmittel!) vom Lausitzer Unterflöz im nordwestlichen Teil des Tagebaues;
phot. Verf., Mai 1956

Braunkohlenwerk Spreetal

- Bild 7: Südvergente, stark überkippte, fast isoklinale Falte des Lausitzer Unterflözes am Weststoß der Kohlenausfahrt vom Tagebau Spreetal; in den liegenden, von Lettenschichten durchzogenen Quarzsanden ist nahe der Sattelachse an einer Lettenschicht eine kleine, fast horizontal verlaufende, N-S gerichtete Abscherung erkennbar;
phot. Verf., September 1957
- Bild 8: Steiler südlicher Schenkel einer großen nach S überkippten Flözfalte am Abbaustoß nahe der Kohlenausfahrt;
phot. Verf., September 1957

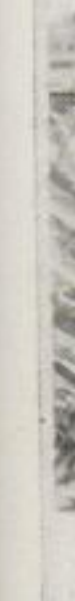
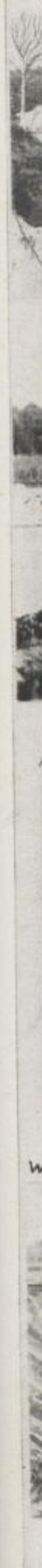


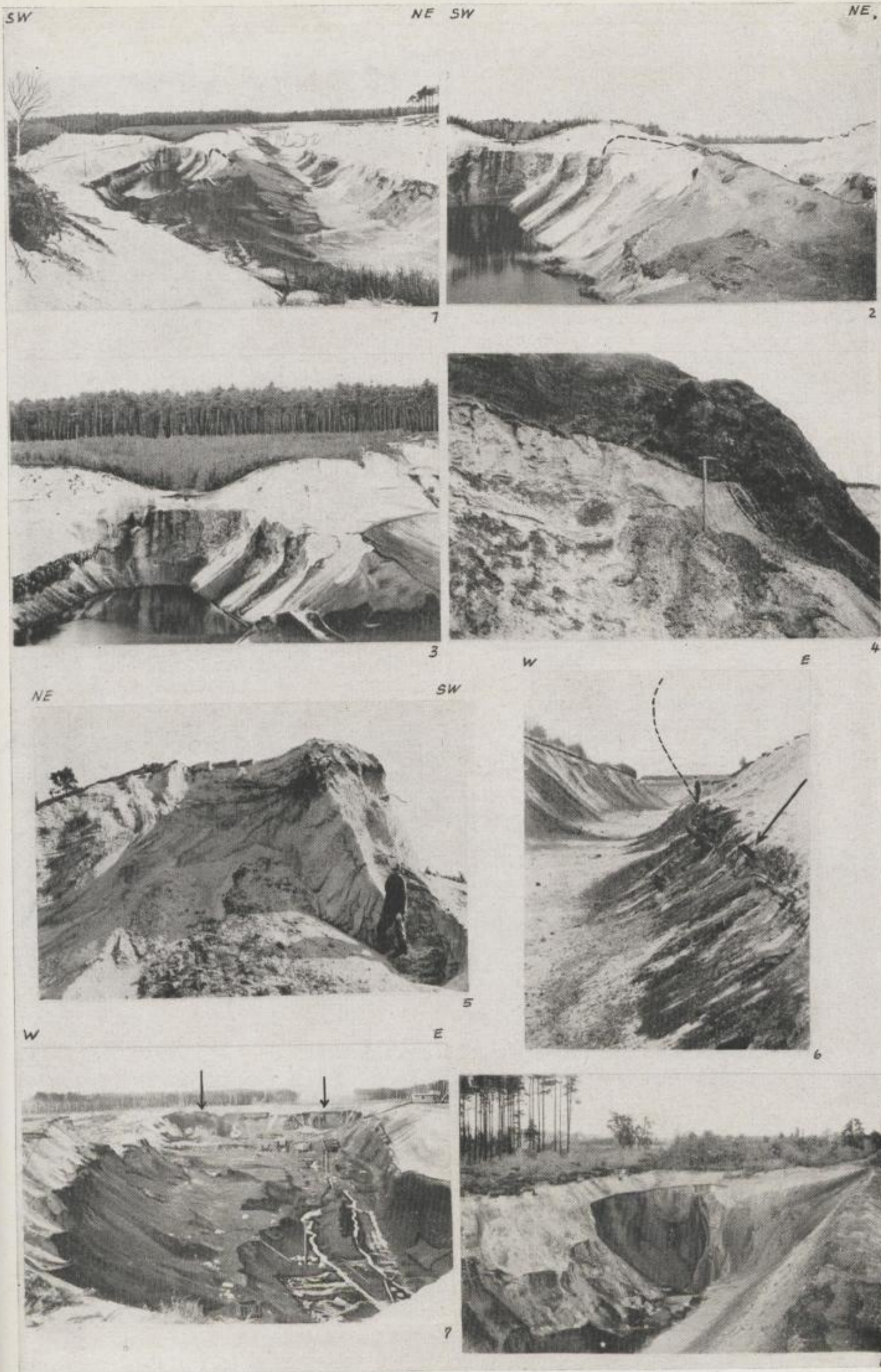
Bergakademie
 - Bücherei
 Freiberg i. Sa.

TAFEL 8

Faltenbogen von Muskau-Weißwasser

- Bild 1: Blick von SE in die ausgekohlte „Mulde VII“ des BKW „Frieden-West“ westlich von Bahnhof Halbendorf; phot. Verf., Mai 1956
- Bild 2: Detailaufnahme von Bild 1; mittlerer Teil der „Mulde VII“ mit den im Kern des Luftsattels zutage tretenden liegenden Quarzsanden; phot. Verf., Mai 1956
- Bild 3: Mittlerer Teil der „Mulde VII“ (Blick nach NW); Jeser über dem Flöz-kopf vom südwestlichen Schenkel des (Luft-)Sattels; phot. Verf., Mai 1956
- Bild 4: Unterste Teile des Flözes und liegende Quarzsande in der Nähe des Sattelscheitels im mittleren Teil der „Mulde VII“ (Blick nach SE); phot. Verf., Mai 1956
- Bild 5: Nach NNE, entsprechend dem Flöz am NE-Rand der Mulde VII, einfallende flintführende Kiese und Sande am SW-Hang der Katzen-Berge nordöstlich von „Mulde VII“; phot. Verf., September 1957
- Bild 6: Blick von S nach N in eine ausgekohlte „Mulde“ des Horlitz-Feldes unmittelbar nördlich der Straße Schönheide—Wolfshain; die Xylite lassen deutlich das Einfallen des Flözes nach E erkennen. Da die Xylitanreicherungen im Normalprofil der Muskauer Kohle stets im untersten Teil des Flözes auftreten, im Bild jedoch „oben“ liegen, müssen die hier über der Kohle aufgeschlossenen Sande das stratigraphisch Liegende des Flözes darstellen. Es handelt sich demnach im vorliegenden Falle um den liegenden Schenkel eines nach W überkippten Flözsattels! phot. Verf., Mai 1956
- Bild 7: Blick von S nach N in den (1953 begonnenen) Aufschluß der Grube „Sophie“ südlich Wolfshain; im Vordergrund: Vereinigung von zwei Flözsätteln durch kräftigen Zusammenschub zu einem einheitlich erscheinenden Flöz; im nördlichen Teil (Hintergrund): infolge geringerer Schubkraft Divergenz der beiden Flözsättel; phot. Verf., Mai 1956
- Bild 8: Blick von S nach N in das nördliche Ende der östlichen „Teilmulde“ (vgl. Bild 7) der Grube „Sophie“; von dem östlichen der beiden Flözsättel ist am Stoß nur der (überkippte) westliche Schenkel erkennbar; phot. Verf., September 1957



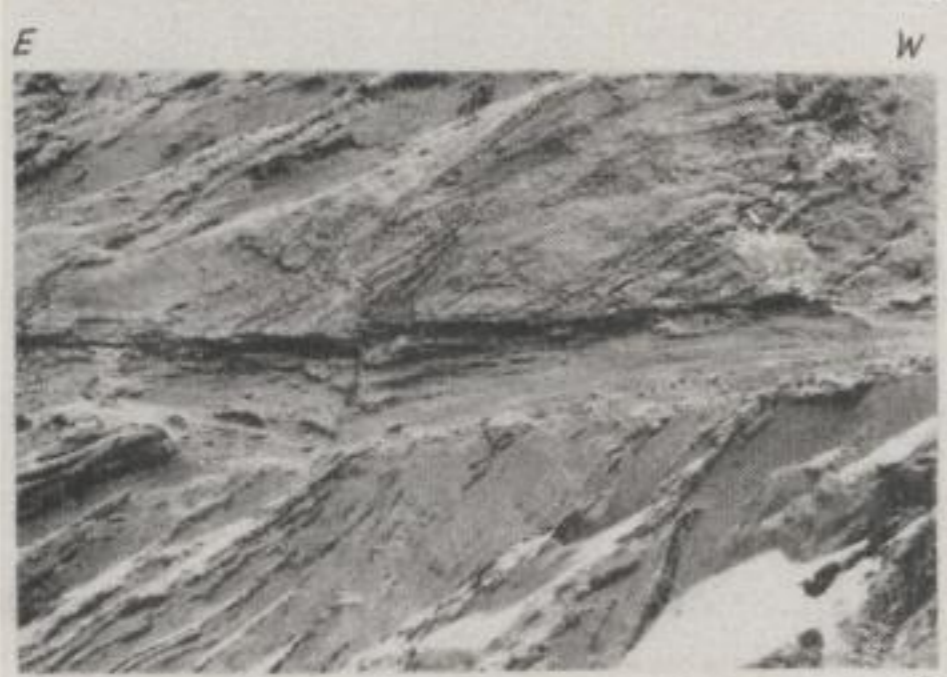
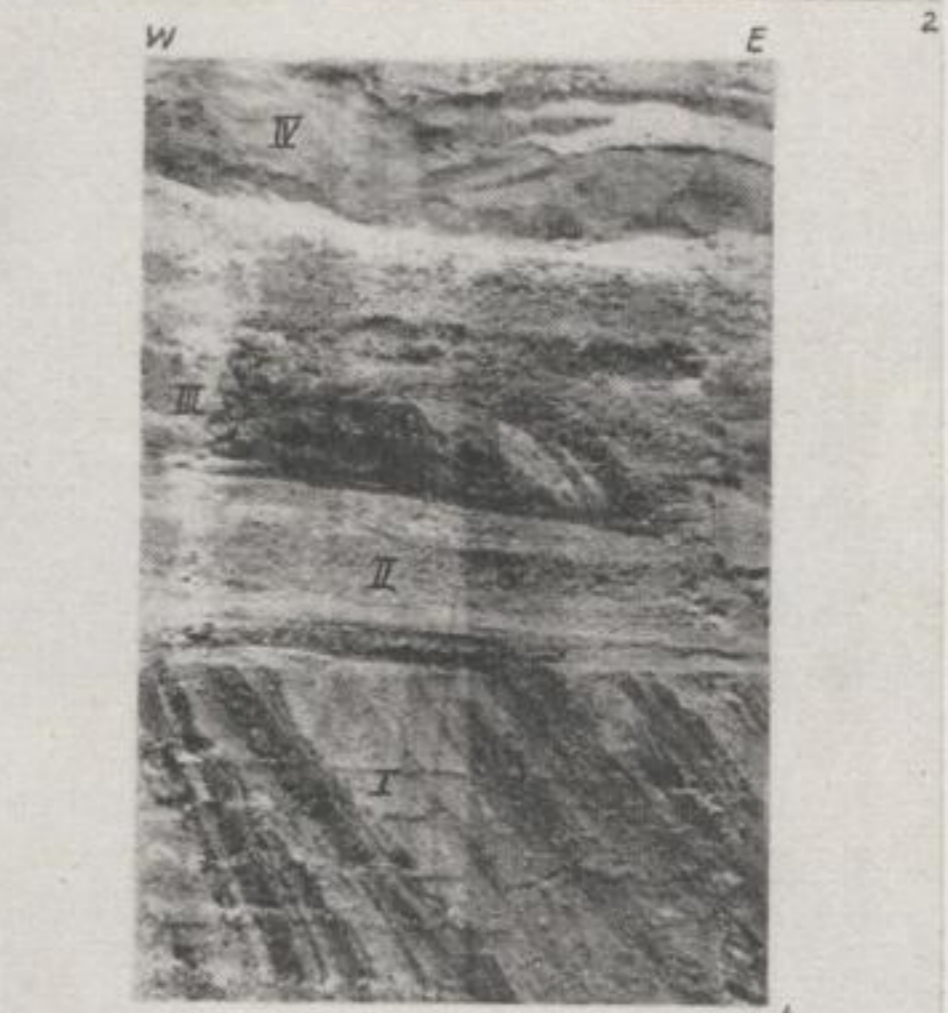


Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 9

Faltenbogen von Muskau-Weißwasser

- Bild 1: Diskordanz zwischen den Quarzsanden und Letten des Miozäns und den Sanden und Kiesen des jüngeren Pleistozäns; ausgekohlter Tagebau in südöstlicher Fortsetzung der Mulde VII (BKW „Frieden-West“); Einfallen der miozänen Schichten nach NNE; phot. Verf., August 1953
- Bild 2: Diskordanz Miozän — jüngeres Pleistozän in dem N-S verlaufenden Tagebau „Sophie“ (Mulde VI, Groß-Düben) und dessen W-E gerichteten Kohlaufzug; Einfallen der tertiären Schichten nach E; phot. Verf., August 1953
- Bild 3: Diskordanz zwischen den steil nach E einfallenden lettigen und z. T. kohlenführenden Sanden des Miozäns und dem jüngeren Pleistozän (Signaturen s. Bild 4) am Nordstoß des Kohlaufzuges der Grube „Sophie“ (vgl. Bild 2); phot. Verf., August 1953
- Bild 4: Ausschnitt aus dem Stoß von Bild 3; Stoß zur Abnahme eines Lackprofiles geglättet; I = miozäne, kohlenhaltige Sande mit steilem Einfallen nach E; II = ungestörter pleistozäner kiesiger Sand (mit Feuerstein!); III = miozäne „Kohlensande“, wie I nach E einfallend; IV = ungestörte (bzw. nur kryoturbat umgelagerte) Sande und Kiese des Pleistozäns; phot. Verf., August 1953
- Bild 5: Zwischenlage eines ungestörten, flintführenden, kiesigen Sandes (10 bis 30 cm mächtig) in den nach E einfallenden miozänen Sanden; Südstoß der Kohlenausfahrt Grube „Sophie“ (gegenüber Bild 3); phot. Verf., August 1953
- Bild 6: NE-Stoß der SE-NW verlaufenden „Mulde A“ der Trebendorfer Felder (Werk „Frieden-West“); Einfallen der miozänen Sande des Deckgebirges nach SW; im mittleren Teil des Stoßes lokale Verfaltung (Querstörung) der Sande; Vergenz der Kleinfaltung bzw. Fältelung nach S; phot. Verf., August 1953
- Bild 7: Zerschierung eines Xylites mit Tendenz zur Ausbildung von „Unterschiebungen“ an der Flanke des westl. Kohlensattels im Nordteil der neuen Grube „Sophie“ (vgl. Tafel 6/7); Hammerlänge 40 cm; phot. Verf., September 1957
- Bild 8: WNW-ESE streichender Jeser südwestlich Kromlau; phot. Verf., Mai 1956



Freiberg i. Sa.

TAFEL 10

Braunkohlenwerk „Franz Mehring“ — Südfeld —
bei Niemtsch südlich Senftenberg

- Bild 1: Blick von Osten auf das Südfeld; im Mittelteil des Bildes der im Mittel 8 m hohe etwa ESE-WNW verlaufende Hochschnitt des Unterflözes mit Einlagerungen flintführender Sande und Kiese, im Hintergrund die beiden Abraumschnitte (Abraummächtigkeit auf dem Bildausschnitt 20 bis 35 m);
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 2: Kohlenhochschnitt mit Flözstörungen (Übersicht); Blickrichtung etwa von N nach S;
Werksaufnahme 1955
- Bild 3: Kohlenhochschnitt mit Flözstörungen (Übersicht); Blickrichtungen etwa E-W; die Störungen beschränken sich auf den oberen Teil des Schnittes, im unteren (etwa 2 m mächtig) ist das Flöz ungestört;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 4: Schaufelförmige, von flintführenden kiesigen Sanden erfüllte Störungen im oberen, etwa 6 m mächtigen Teil des Hochschnittes. Beachte die scharf ausgeprägte Abscherungsfläche zwischen dem oberen gestörten und dem unteren, im Bild etwa 1,5 bis 2 m mächtigen unteren Teil des Flözes! Strossenverlauf wie Bild 1;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 5: Grenze (= Abscherungsfläche) zwischen dem oberen gestörten und dem unteren, ungestörten Teil des Lausitzer Unterflözes; völlige Zertrümmerung der Kohle (Brekzien- oder Trümmerkohle) im unteren Flözteil;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 6: Pleistozäne (flintführende) kiesige Sande zwischen dem oberen und unteren Flözteil; Stoßverlauf wie Bild 1;
Werksaufnahme 1955
- Bild 7: Zertrümmerung der Kohle des oberen Flözteiles; Sandeinlagerung zwischen den Kohlenbrocken;
phot. Verf., September 1957
- Bild 8: Zertrümmerung der Kohle mit zwischenliegenden Sanden;
Werksaufnahme 1956



1



2



3



4



5



6



7



8

Bergakademie
- General -
Freiberg i. Sa.



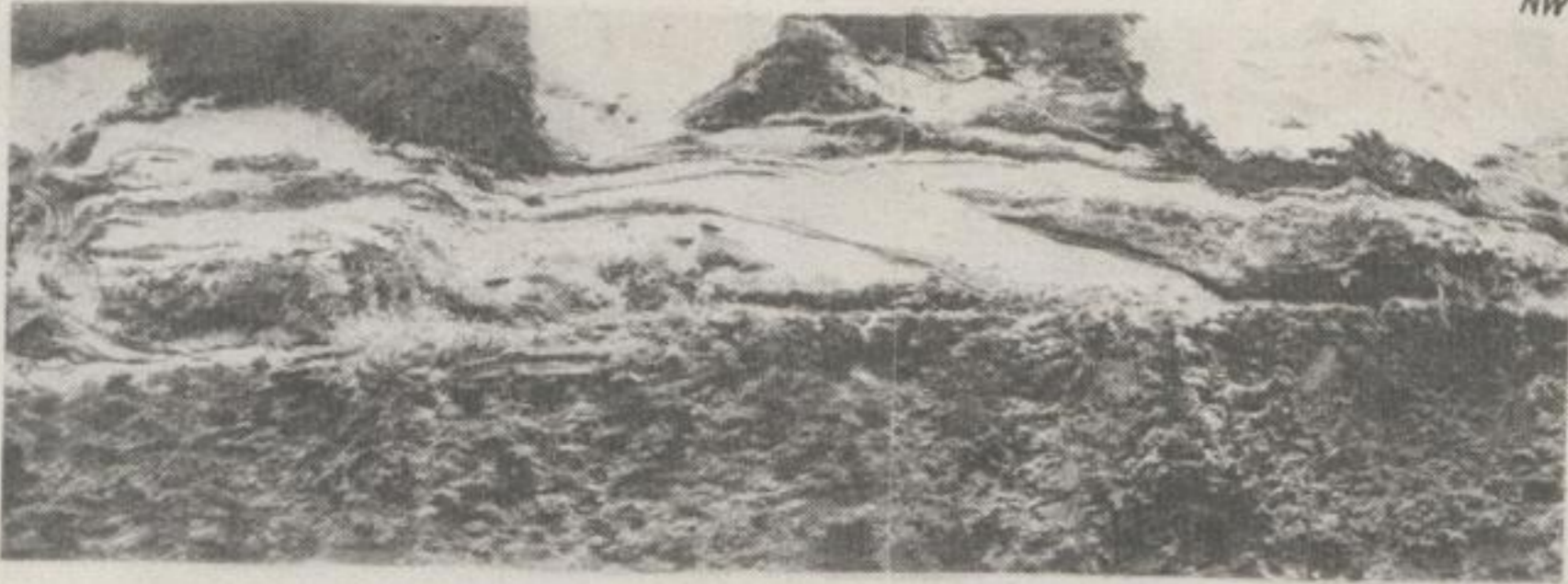
TAFEL 11

Braunkohlenwerk „Franz Mehring“ — Südfeld —
bei Niemtsch südlich Senftenberg

- Bild 1: Abscherungszone zwischen dem oberen gestörten und unteren ungestörten Flözteil des Kohlenhochschnittes mit Einlagerung flintführender, z. T. kiesiger Sande;
phot. Verf., Dezember 1955
- Bild 2: Gesamtansicht des Kohlenhochschnittes von Bild 1; Stoßverlauf wie auf Tafel 10/1;
phot. Verf., Dezember 1955
- Bild 3: Vom unteren, ungestörten Flözteil abgescherte, „allochthone“ Scholle des oberen Flözteiles (die Sande sind flintführend);
phot. Verf., Dezember 1955
- Bild 4: Mit flintführenden, kiesigen Sanden erfüllte, schaufelförmig nach WNW-NW einfallende Schubflächen im oberen Flözteil;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 5: Detailaufnahme aus Bild 4. Beachte die Bewegungsfläche zwischen den beiden Sandzonen und die Einregelungen in der mittleren Sandzone!
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 6: Deformationen im Bereich der Abscherungszone zwischen oberem und unterem Flözteil; Stoßverlauf etwa NW-SE;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 7: Zerschierung eines Xylites durch Einpressung pleistozäner Sande im oberen (gestörten) Flözteil;
phot. Verf., September 1957

SE

NW



1



2



3



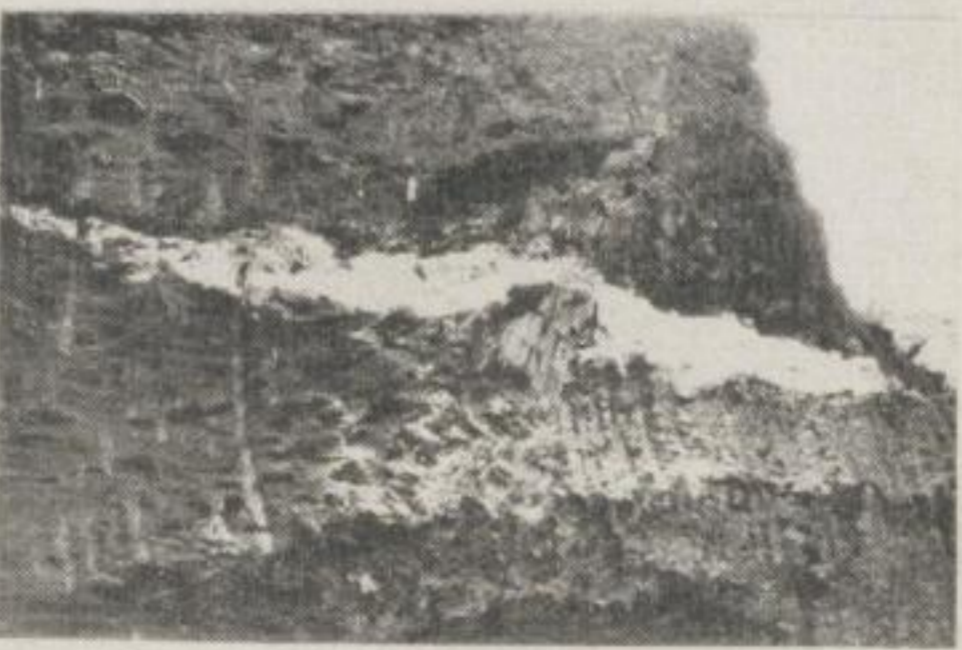
4



5



6



7

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 12

Braunkohlenwerk „Franz Mehring“ — Südfeld —
bei Niemtsch südlich Senftenberg

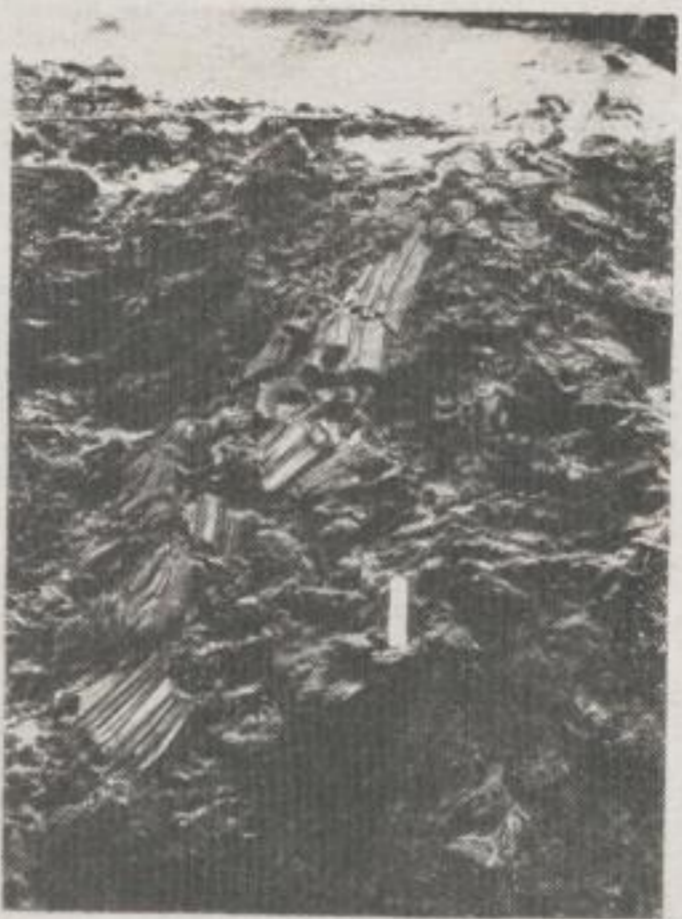
- Bild 1: Südöstlicher Teil des Kohlenhochschnittes mit Einlagerung von gleichmäßig nach ESE-SE einfallenden, in sich zerscherten, 3 bis 5 m langen Xyliten; keine deutliche Trennung von einem oberen (gestörten) und unteren (ungestörten) Flözteil, sondern nur noch vereinzelt Sandeinlagerungen in der zertrümmerten Kohle;
Werksaufnahme, Januar 1956
- Bild 2: Steil nach SE einfallender, zerschertter Holzstamm aus dem südöstlichen Teil des Hochschnittes (Maßstab 20 cm);
Werksaufnahme 1956
- Bild 3: Lockerer Sandstein (schwach verkieselte kohlige, schokoladenfarbige Sande) im Hangenden des Unterflözes mit ausgeprägter, etwa NNE-SSW streichender Klüftung; südöstliches Ende der Kohlenstrosse;
phot. Verf., September 1957
- Bilder 4 und 5: Blick auf die Schichtfläche der mehr oder weniger verfestigten, kohligen, tertiären Sande im Hangenden des Unterflözes mit ausgeprägter NNE-SSW und dazu rechtwinkliger Klüftung am südöstlichen Ende der Kohlenstrosse;
phot. Verf., Dezember 1955

— Brückenfeld —

- Bilder 6 und 7: Aufpressung der untersten (angebauten) Flözteile und des Flözliegenden am Fuße der Brückenkippe (im Bild rechts);
phot. Verf., Juni 1956 und Dezember 1955



1



2



3



5



4



7



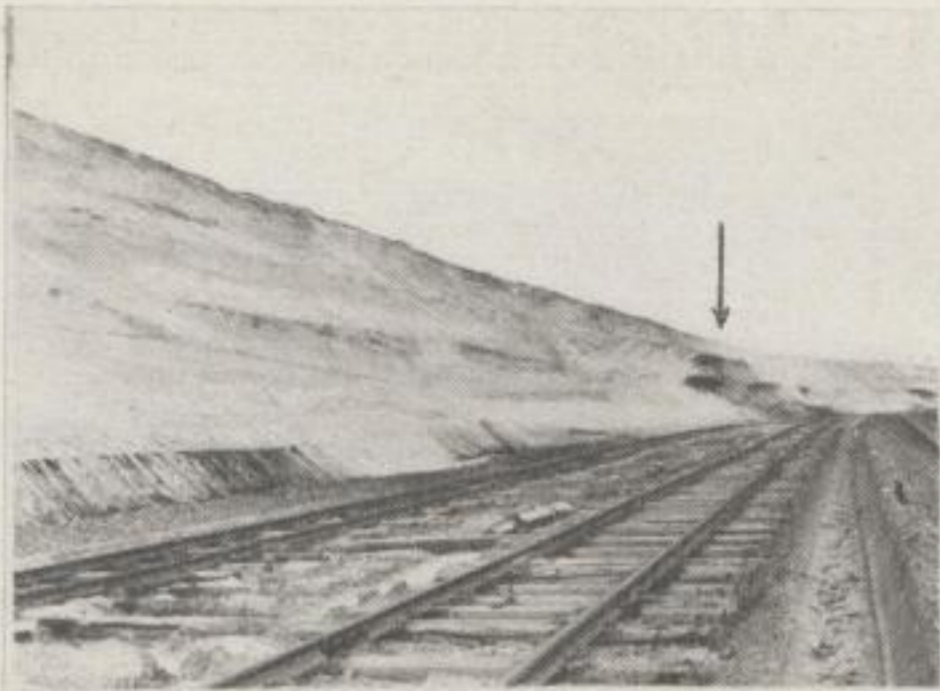
6

Bergakademie
Friedrichsberg
Freiberg

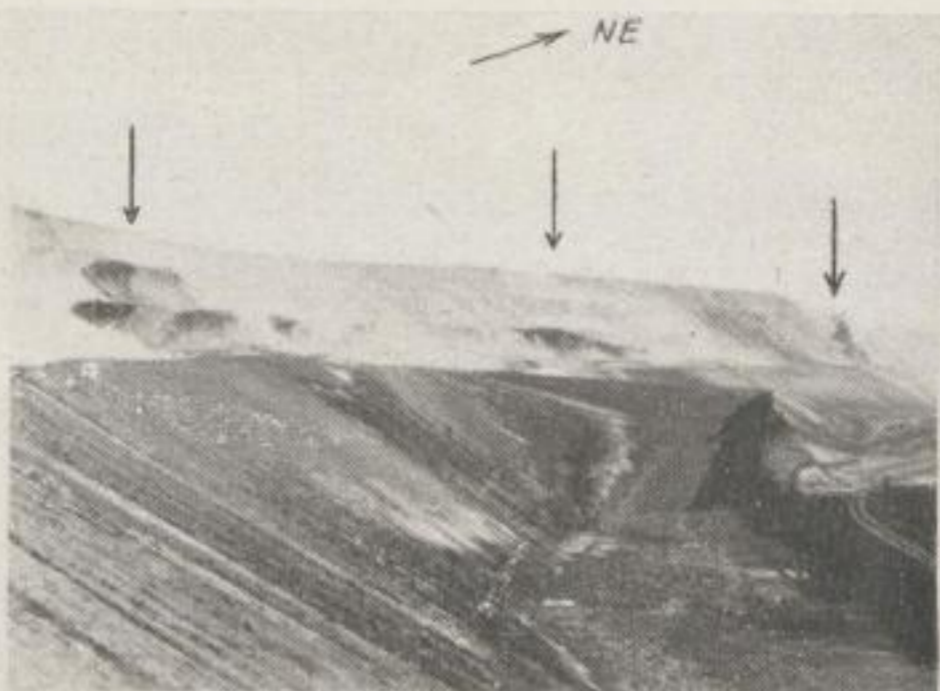
TAFEL 13

Braunkohlenwerk Plessa (östlich Elsterwerda)

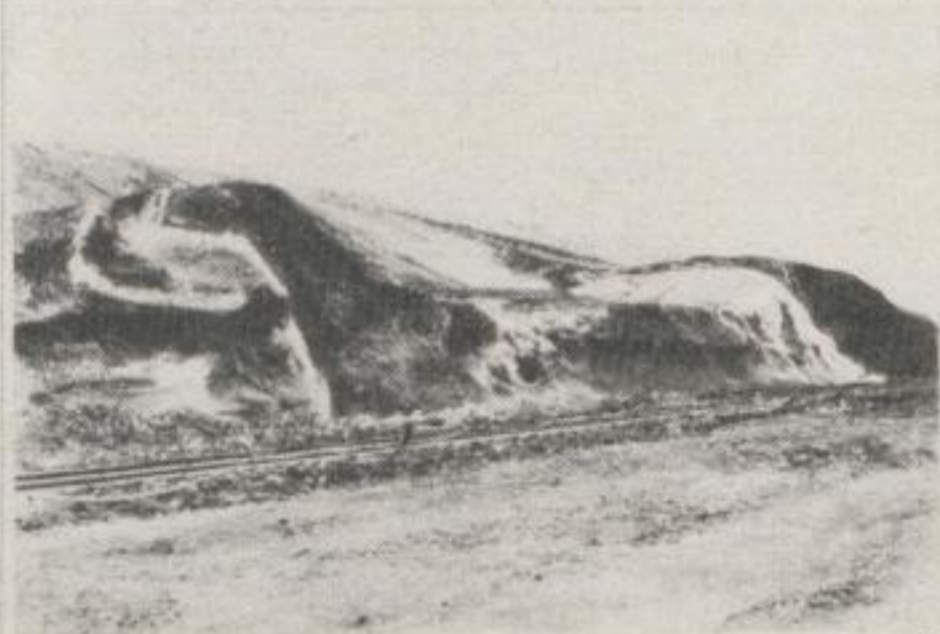
- Bild 1: Blick auf der Brückenstrosse nach NE; ungestörte Lage der Deckgebirgsschichten im vorderen (südöstlichen) Teil des Abraumschnittes; im Hintergrund Südflanke der Störung u_1 aus Profil 5 und 6 (vgl. Beilage 6);
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 2: Blick nach N auf den untersten und mittleren Abraumschnitt; Strossenverlauf SW-NE; im Bild links: Südflanke der Störung u_1 aus Profil 5 und 6; Mitte: Nordflanke der gleichen Störung; am rechten Bildrand Störung p aus Profil 4 (vgl. Beilage 6);
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 3: Flözsättel m und l aus Profil 3 im untersten Abraumschnitt; Strossenverlauf etwa N-S;
Werksaufnahme, Juni 1952
- Bild 4: Südlicher Schenkel des stark überkippten Flözsattels m (Beilage 6, Profil 3) im untersten Abraumschnitt;
phot. Verf., September 1952
- Bild 5: Unterer Teil des Flözes und Liegendschichten (Letten und Feinsande) im Nordschenkel der großen Flözfalte s aus Profil 5 (Beilage 6); völlig gleichförmige Verfaltung von Kohle und Liegendschichten;
phot. Verf., August 1955
- Bild 6: Blick von S auf den als Restpfeiler im Abbau begriffenen Nordschenkel der Flözfalte s (s. Bild 5); fahnenförmige Einspießung der Liegendschichten in die unteren Teile des Flözes; im Vordergrund rechts Fältelung der Liegendsande im Bereich der (abgebauten) südlichen Sattel-
flanke;
phot. Verf., August 1955
- Bild 7: Nördlicher Schenkel der Störung u_1 aus Profil 5 und 6 (Beilage 6) im SW-NE verlaufenden untersten Abraumschnitt (s. auch Bild 2); unterster Teil des Flözes und Liegendschichten;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 8: Südlicher Schenkel der gleichen Störung (Bild 7);
phot. Verf., Juni 1956



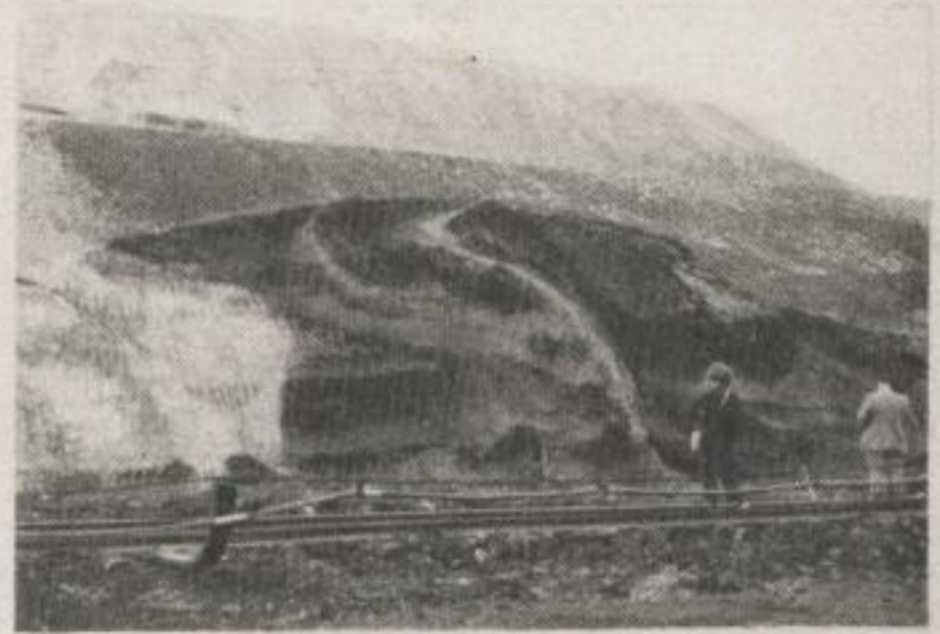
1



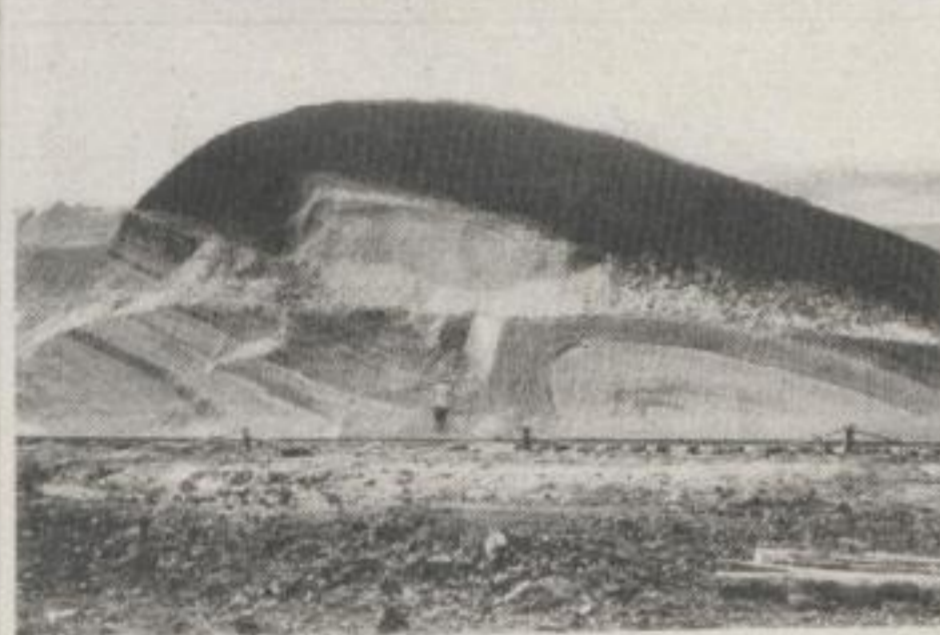
2



3



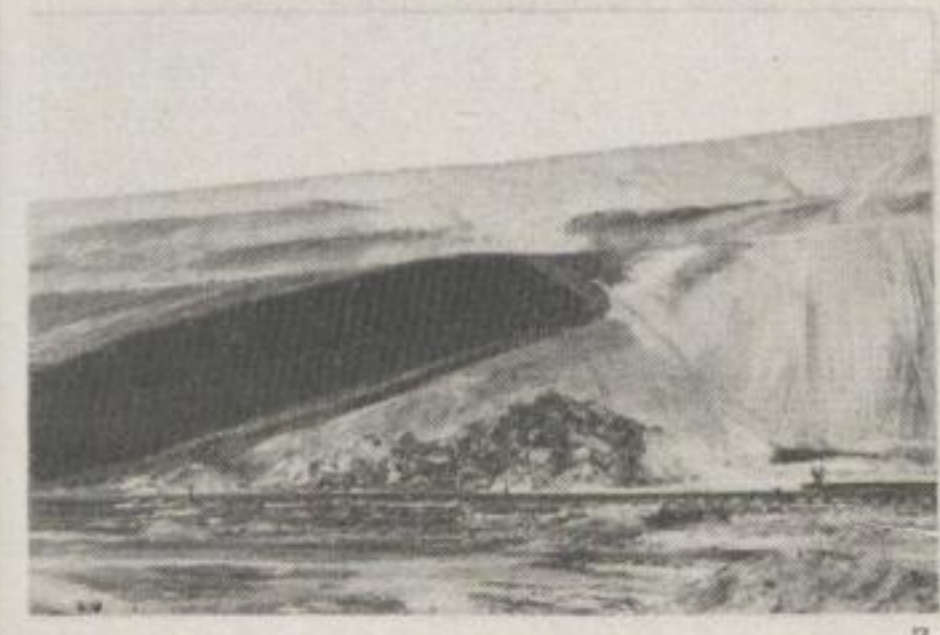
4



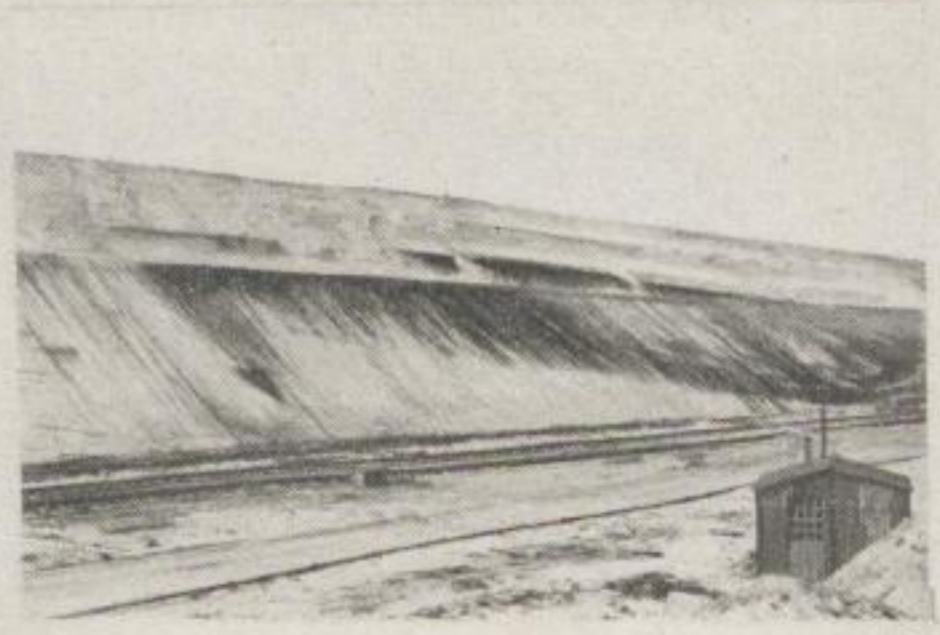
5



6

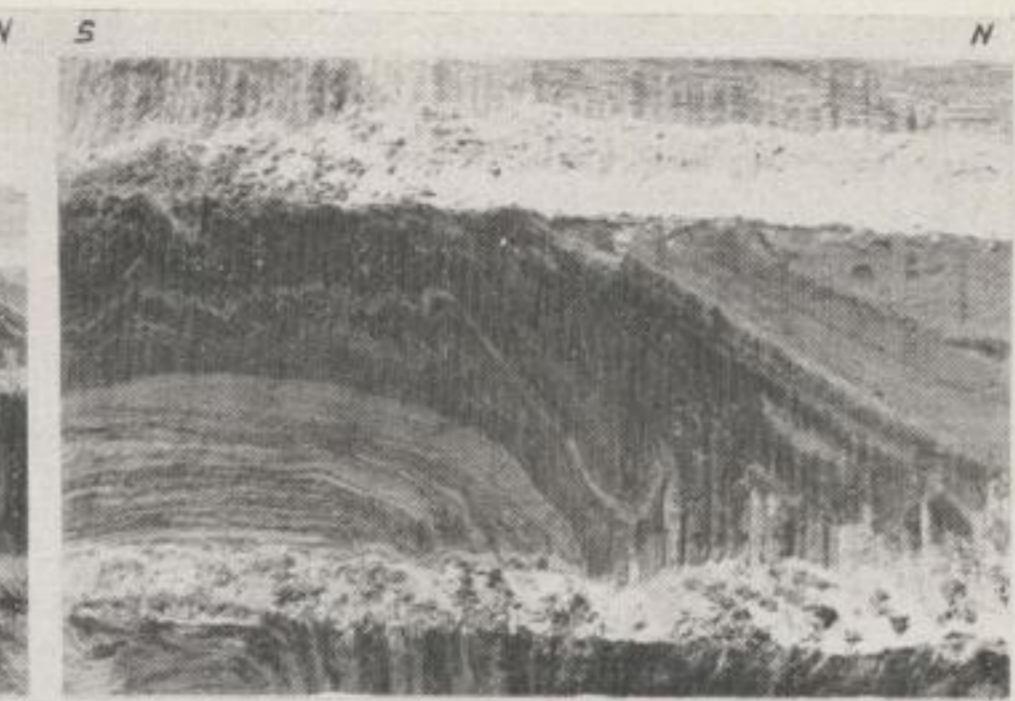
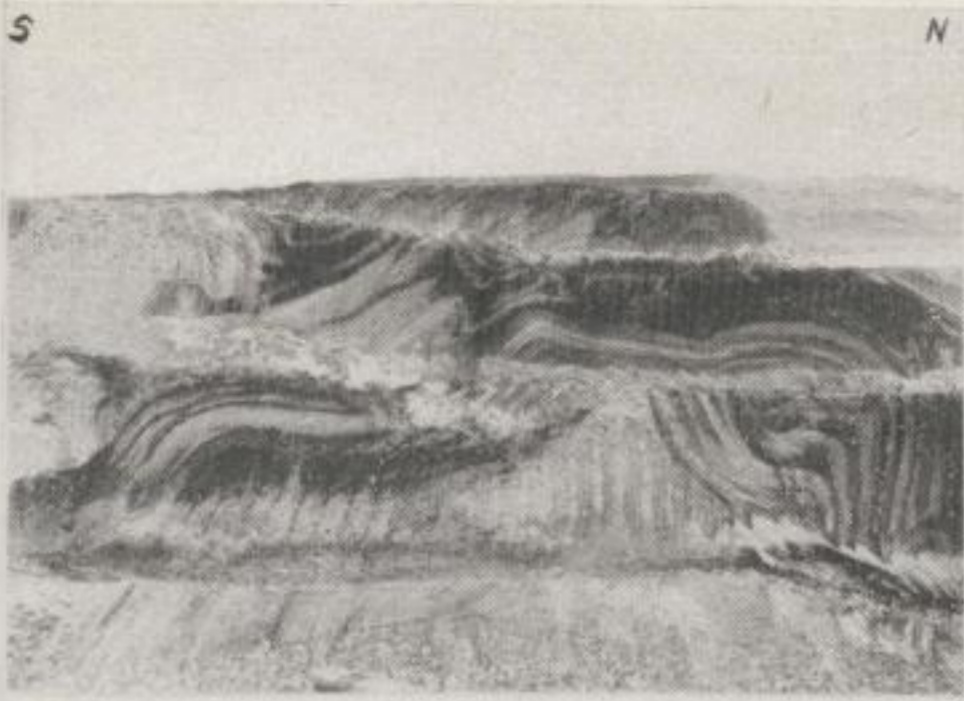


7



8

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

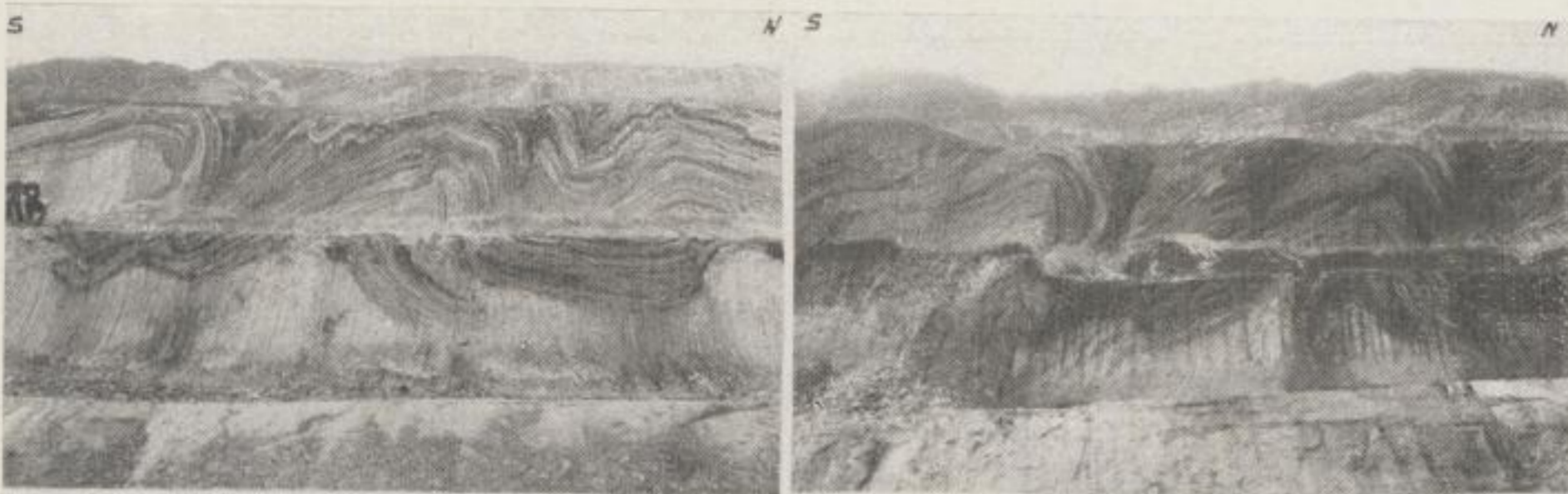


Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 15

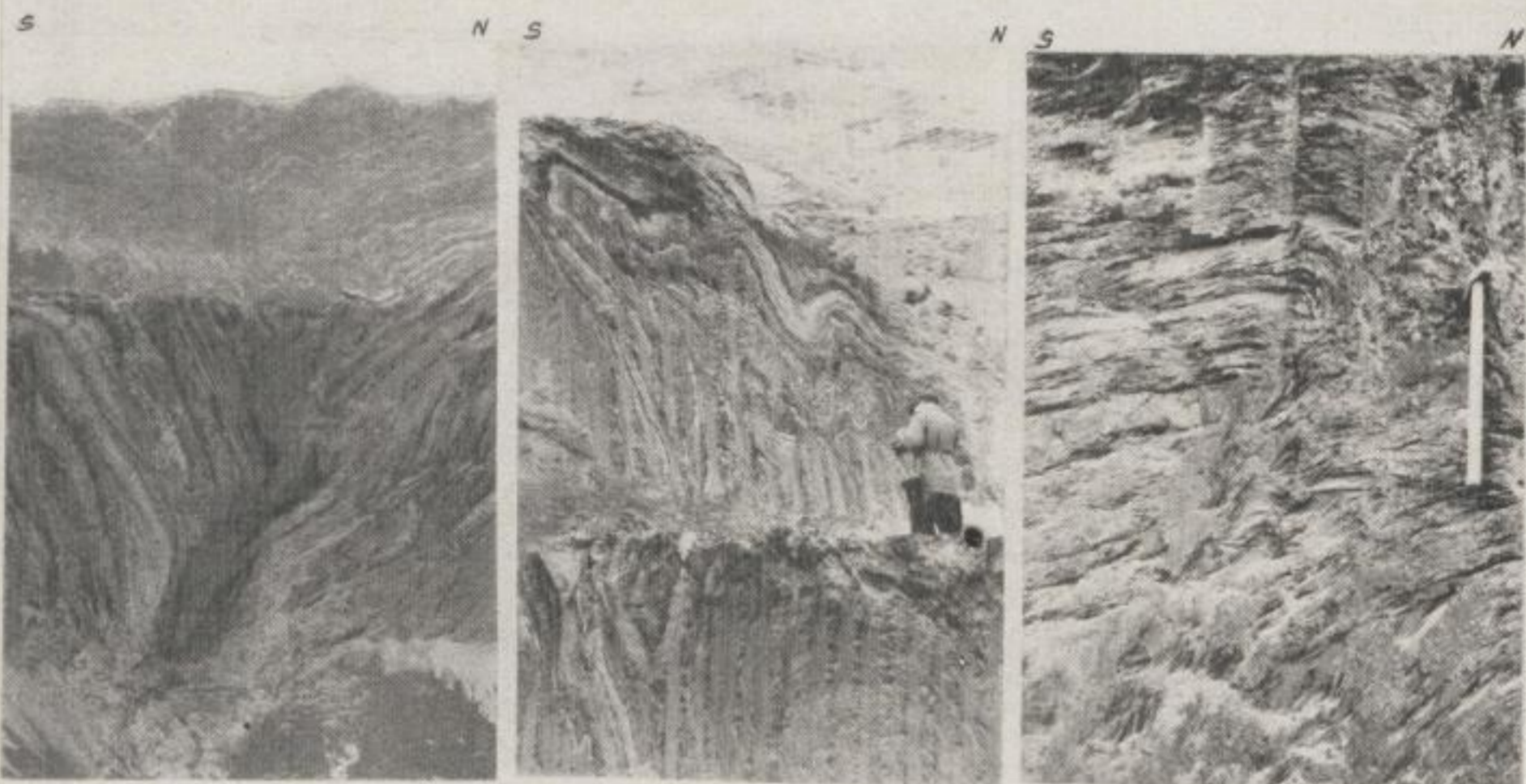
Braunkohlenwerk Plessa (östlich Elsterwerda)

- Bild 1: Kern der Störung *p* (Profil 4, Beilage 6) im mittleren, etwa N-S verlaufenden Abraumschnitt; gegenüber den Verhältnissen von Tafel 14/1 wesentliche Verbreiterung der Störungszone. Beachte die Nordvergenz der beiden Spezialfalten im mittleren und linken Teil des Bildes!
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 2: Kern der Störung *p* (vgl. Bild 1) beim Abbaustand vom Juni 1956; zwischen den beiden nordvergenten Faltensätteln im mittleren Teilschnitt enge Faltenmulde mit (im unteren Teilschnitt) Übergang zur Ausbildung einer Über- bzw. Unterschiebung;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 3: Ausschnitt von Bild 2; enge Faltenmulde (Einfaltung) zwischen den beiden Spezialsätteln (Übergang zur Bildung einer Faltenüberschiebung);
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 4: Disharmonische Faltung der von dünnen Sandschichten durchzogenen Kohlenletten an der Nordflanke der Störung *p*;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 5: Nach S einfallende Schubfläche zwischen zwei verschieden stark aufwärts bewegten Sandschollen; tertiäre, z. T. etwas tonige Sande im Deckgebirge südlich der Störungszone *p*; Hammerlänge 40 cm;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 6: Im Bild links: kleine, flach nach S einfallende Abschiebung; Mitte und rechts: Störungen, die als sekundär überpreßte Zerrungen anzusprechen sind; Kohlensande und -letten in Wechsellagerung; 15 bis 20 m südlich der Störungszone *p*; Brückenhochschnitt; Hammerlänge 40 cm;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 7: Steil nach S einfallende Abschiebung in ungestört liegenden tertiären tonigen Sanden und Kohlenletten des Deckgebirges südlich der Störung *p*;
phot. Verf., Juni 1956



1

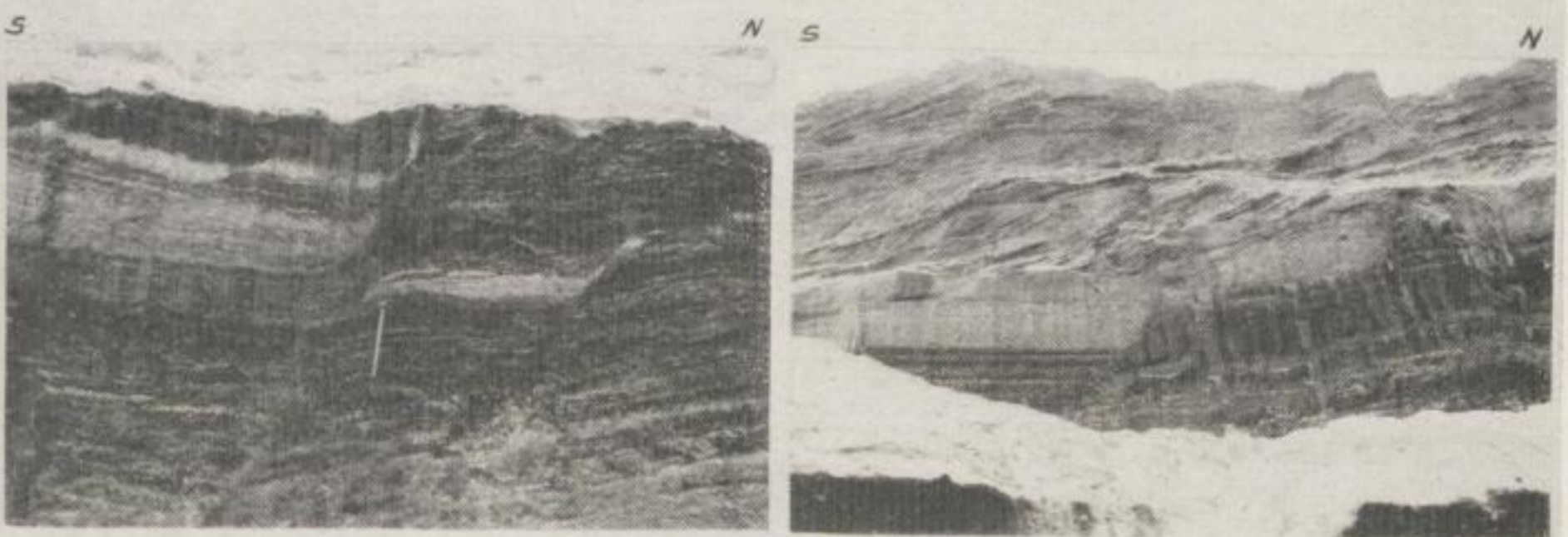
2



3

4

5



6

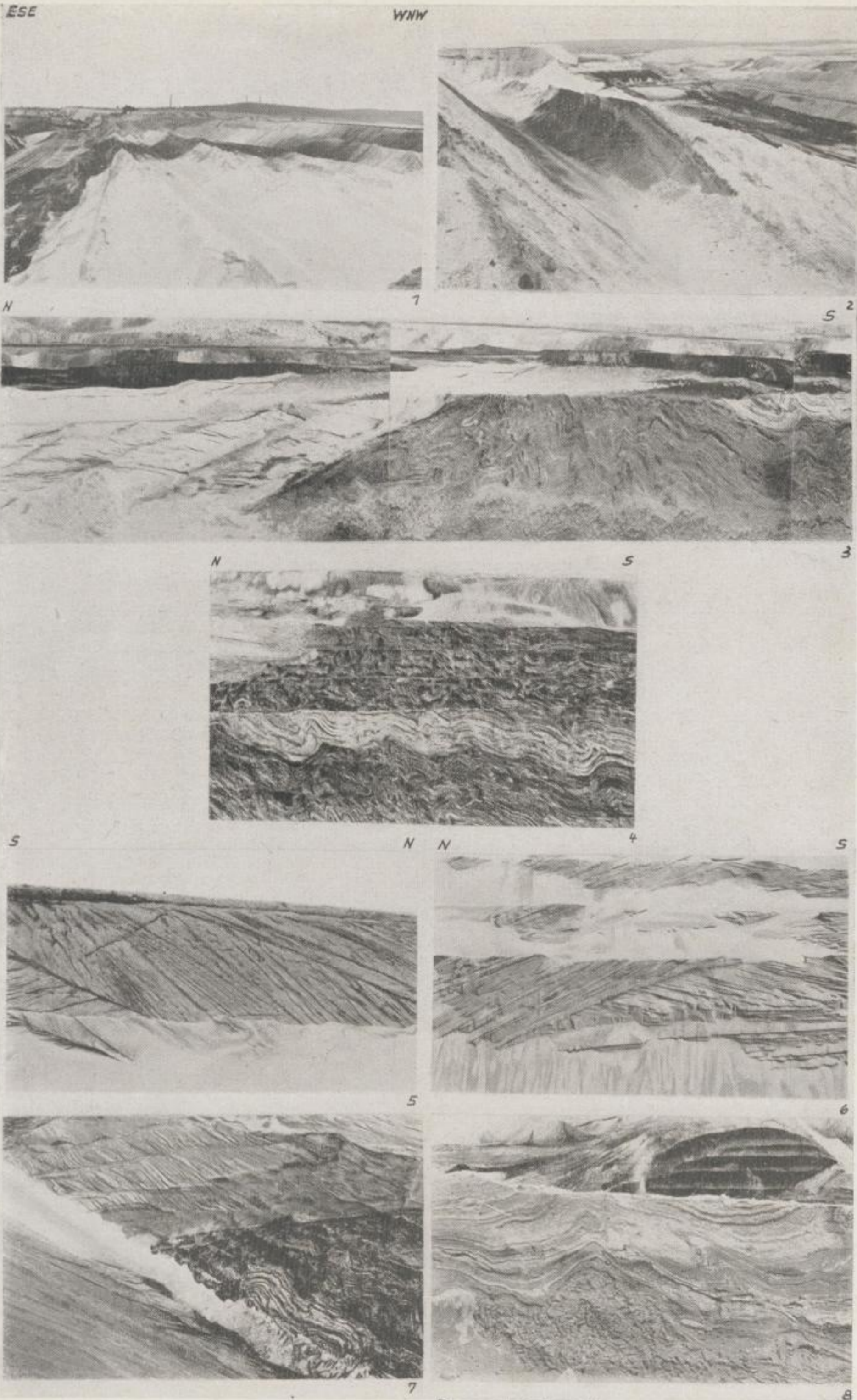
7

Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 16

Braunkohlenwerk Plessa (östlich Elsterwerda)

- Bild 1: Blick von NNE auf die Oberfläche des NNE-SSW verlaufenden mittleren Abraumschnittes (Brückenhochschnitt); die zur Entlastung gelegten Zwischenschnitte haben die Kohlenletten in der Scheitelzone der nahezu E-W streichenden Störung *p* aufgeschlossen;
phot. Verf., August 1955
- Bild 2: Blick von S nach N in die Scheitelzone des Sattels *p* mit der relativ flach einfallenden südlichen Sattelflanke; Höhe des Zwischenschnittes 2,3 m;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 3: Blick von der oberen Abraumstosse nach E auf die in einem Entlastungsschnitt aufgeschlossene nördliche Flanke des oberen Teiles vom Sattel *p*; die Kohlenletten in der Scheitelzone sind disharmonisch eng gefältelt, wobei die Fältelung von einer Südvergenz im nördlichen zu einer Nordvergenz im mittleren und südlichen Teil des Sattels umschwenkt („Muldenstellung“); an die Nordflanke des Lettensattels lehnen sich verschuppte Quarzsande; Aufschlußhöhe im mittleren Teil des Bildes 2,3 m;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 4: Blick von der oberen Abraumstosse nach E in den Kern der durch mehrere Entlastungsschnitte aufgeschlossenen Scheitelzone des Sattels *p*; Fältelung der Kohlenletten mit Nordvergenz;
phot. Verf., August 1955
- Bild 5: Verschuppung der Quarzsande nördlich des Sattels *p*; Blick von E auf den westlichsten Zwischenschnitt;
phot. Verf., August 1955
- Bild 6: Verschuppung der Quarzsande in den Zwischenschnitten der oberen Abraumstosse nördlich des Sattels *p*; Blick von W;
phot. Verf., August 1955
- Bild 7: Verschuppte Quarzsande an der Nordflanke des Sattels *p*; in den Letten des Sattels (im Bild unten rechts) kofferförmige Verfaltung;
phot. Verf., August 1955
- Bild 8: Kleinfaltung mit Nordvergenz von gebändertem Beckenton über Geschiebemergel im Deckgebirge nördlich des Sattels *s*; Schnitthöhe auf dem Bild 1,8 m;
phot. Verf., Juni 1956



Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 17

Braunkohlenwerk Plessa (östlich Elsterwerda)

- Bild 1: Harnisch (Bewegungsfläche) auf Kohlenletten;
phot. Verf., August 1955
- Bild 2: Gebogene Störungsfläche (Tendenz zu einer „Unterschiebung“) in den tertiären Sanden des Deckgebirges (Sprunghöhe 30 cm, rechter Bildrand = N);
phot. Verf., November 1955
- Bild 3: Kofferähnliche Verfaltung eines Xylites im Lausitzer Unterflöz;
phot. Verf., August 1955
- Bild 4: Ausschnitt aus einer in der Stauchmoräne liegenden Bändertonscholle;
phot. Verf., September 1952

Braunkohlenwerk „Friedenswacht“ (Klein Leipisch)

- Bild 5: Glazigene Lagerungsstörungen des Pleistozäns in der Endmoräne der Schlaun Berge bei Klein Leipisch; Brückenhochschnitt, Verlauf NW-SE; im linken Teil des Bildes: Einfaltung pleistozäner Sande in Geschiebemergel;
Werksaufnahme, Oktober 1950
- Bild 6: Störungen zwischen pleistozänen Sanden und Geschiebemergel im Deckgebirge über dem ungestörten Lausitzer Unterflöz in den Schlaun-Bergen; Strossenverlauf und Zeit der Aufnahme wie Bild 5;
Werksaufnahme, Oktober 1950
- Bild 7: Störungen im Deckgebirge des Lausitzer Unterflözes im Gebiet der Schlaun Berge; im mittleren Teil des Bildes offenbar sekundäre rupturale Störung erkennbar;
Werksaufnahme, Oktober 1950



1



2



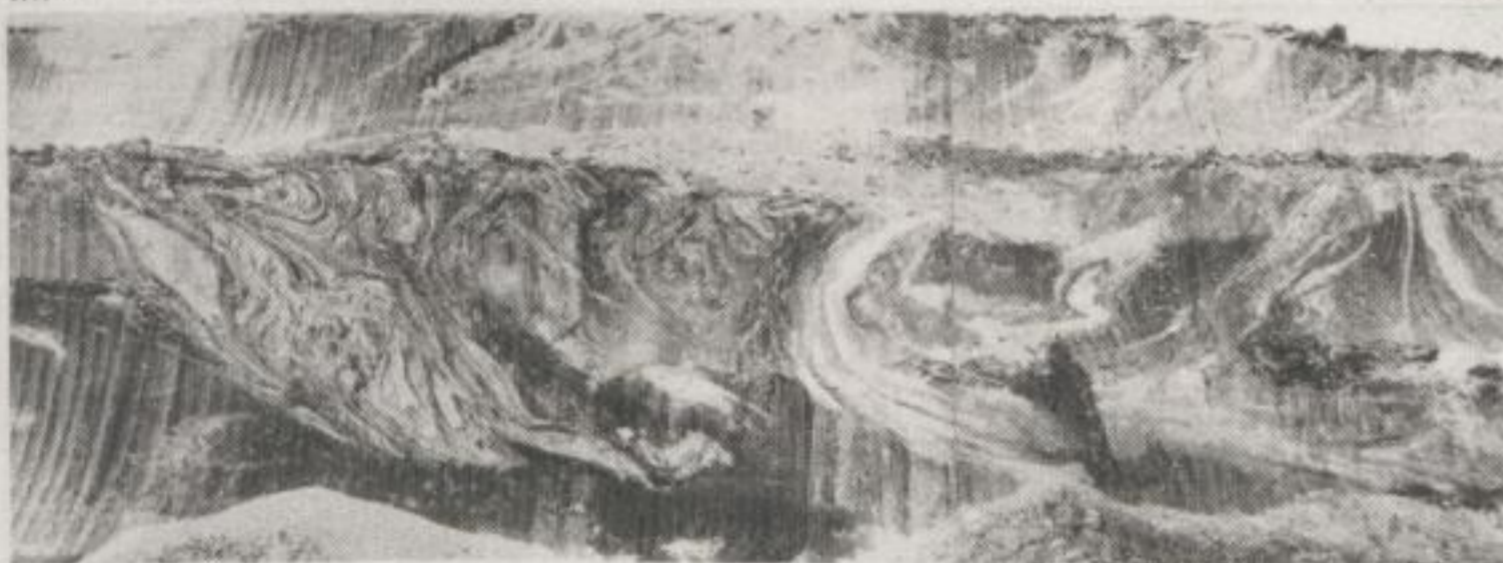
3



4

NW

SE



5

NW

SE

NW

SE



6



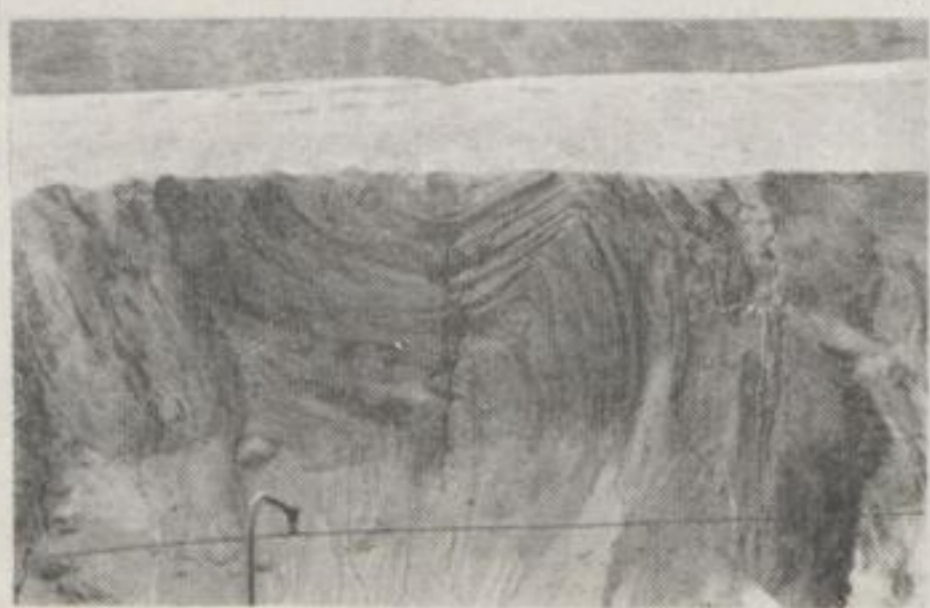
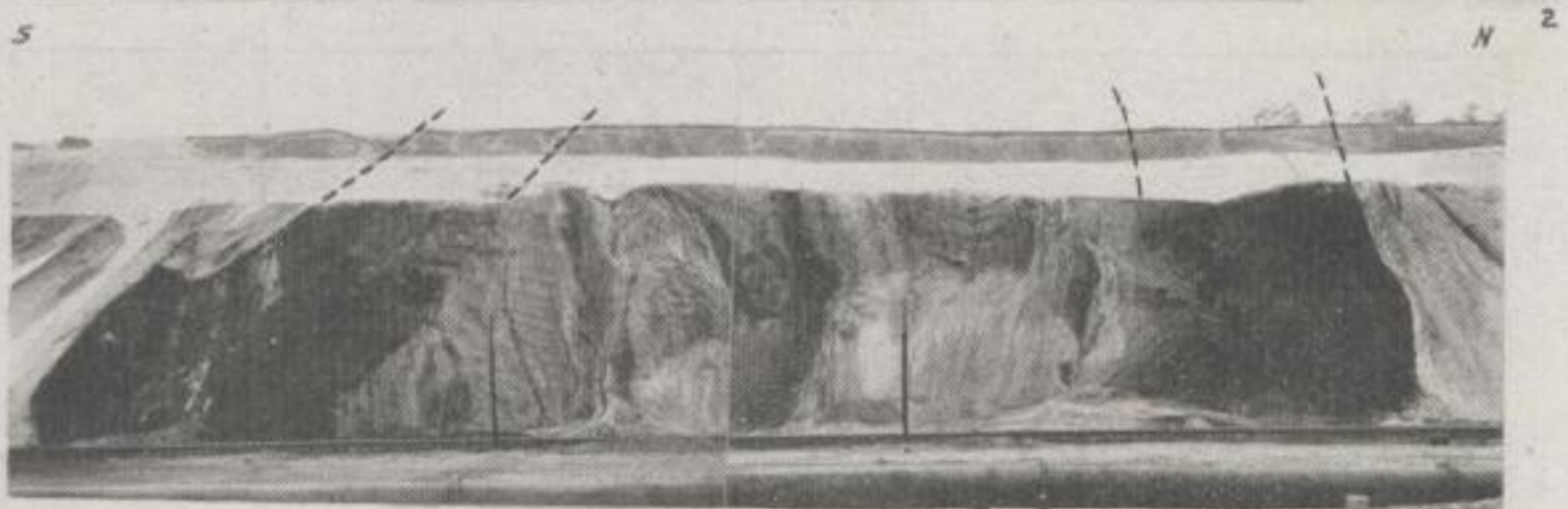
7

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 18

Braunkohlenwerk Finkenheerd: Tagebau Helene — Süd

- Bild 1: Blick von E nach W in den Resttagebau; im Hintergrund am N-S verlaufenden Stoß rechts (Norden): aufgestauchte Flözschuppe (Großschuppe), Mitte: Flözsattel (Großfalte), links (Süden): undeutlich erkennbare Flözschuppe; im Mittelgrund das durch eine große Liegendrutschung in den Tagebau ausgepreßte Flöz (die Kohle brennt an zahllosen Stellen);
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 2: Ausschnitt von Bild 1 (Teleaufnahme); die im nördlichen Teil des westlichen Tagebaurandes erkennbare Flözschuppe ist (nach Bohrergebnissen) etwa 120 bis 150 m nach S auf den im Untergrund ruhig liegenden Flözteil überschoben worden; bei der südlichen Flözstörung handelt es sich um einen steilen, im oberen Teil nach Norden überkippten Faltensattel mit erodiertem Sattelkopf;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 3: Der auf Bild 2 (Mitte) erkennbare Kohlensattel im 3. Abraumschnitt; Stoßhöhe 10 bis 12 m, Verlauf N-S; im Kern des schwach nordvergenten Sattels komplizierte Deformation der liegenden Kohlensande (vgl. Bild 6) und Letten;
phot. Verf., Juni 1957
- Bild 4: Blick vom Westrand des Tagebaues in Richtung des W-E streichenden Flözsattels (Bild 3) über die Liegendaufpressung auf den östlichen Tagebaurand;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 5: Fältelung in der Kohle und Nordfallen der südlichsten Flözschuppe von Bild 1;
phot. Verf., Juli 1957
- Bild 6: Spitzfaltung liegender Kohlensande im Kern des Flözsattels (Bild 3);
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 7: Horizontal und ungestört liegende Geschiebepackung zwischen dem unten liegenden glazigen gestörten Tertiär und älteren Pleistozän und den hangenden ungestörten jungpleistozänen Sanden;
phot. Verf., Juli 1957



Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 19

Braunkohlenwerk Golpa — Tagebau Golpa IV (Pöplitz)

- Bild 1: Blick nach N auf eine im Bilde etwa NW-ESE streichende, bis 25 m hohe Flözaufsattelung; im Vordergrund tertiäre Sande aus dem Hangenden des Flözes;
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 2: Blick vom östlichen Tagebaurand nach W; im oberen Teil des Bildes links und rechts vom Deckgebirge entblößte Flöz buckel; im unteren Teil: abgebaggerter, kleiner, NW-SE streichender Flözsattel mit nach NW eintauchender Sattelachse (horizontal angeschnitten);
phot. Verf., Mai 1954
- Bild 3: Nordostecke des Tagebaues; schmale NNE-SSW streichende Aufpressungen der Flözoberfläche in die hangenden Sande und Kiese;
phot. Verf., Juni 1954
- Bild 4: Südteil des Tagebaues; toniger Geschiebemergel aus dem Hangenden des Flözes an der Nordflanke eines Flöz buckels schaufelförmig in die Kohle eingepreßt; Verlauf des Baggerschnittes etwa N-S;
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 5: Geschiebemergel einpressung (Geschiebe!) in einem Flöz buckel im mittleren Teil des Tagebaues;
phot. Verf., Mai 1954
- Bild 6: Aufspaltung des Flözes durch Einpressung von pleistozänen Sanden und Geschiebemergel in einen Flöz buckel; brekziöse Textur der Kohle;
phot. Verf., Mai 1954
- Bild 7: Südteil des Tagebaues, Oststoß; unregelmäßige Einpressungen von Tonen und flintführenden Kiesen in den oberen Teil des Flözes;
phot. Verf., März 1955
- Bild 8: Ausschnitt aus Bild 7 (rechter — südlicher — Teil); Einlagerung flintführender Kiese im oberen Flözteil; Entstehung unklar (fluviatile Einstrudlung?);
phot. Verf., März 1955



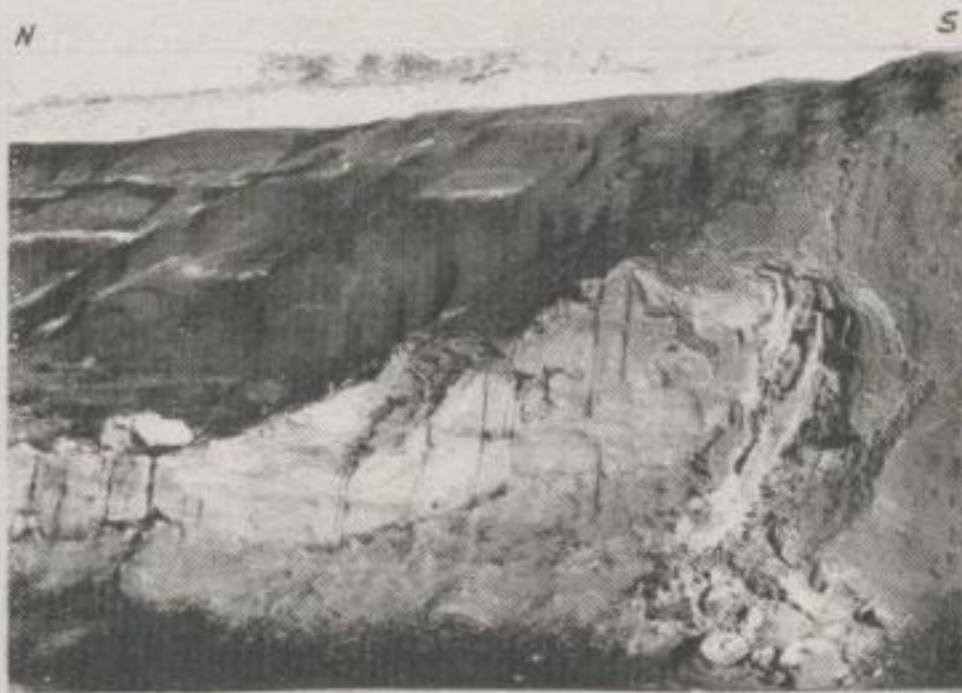
1



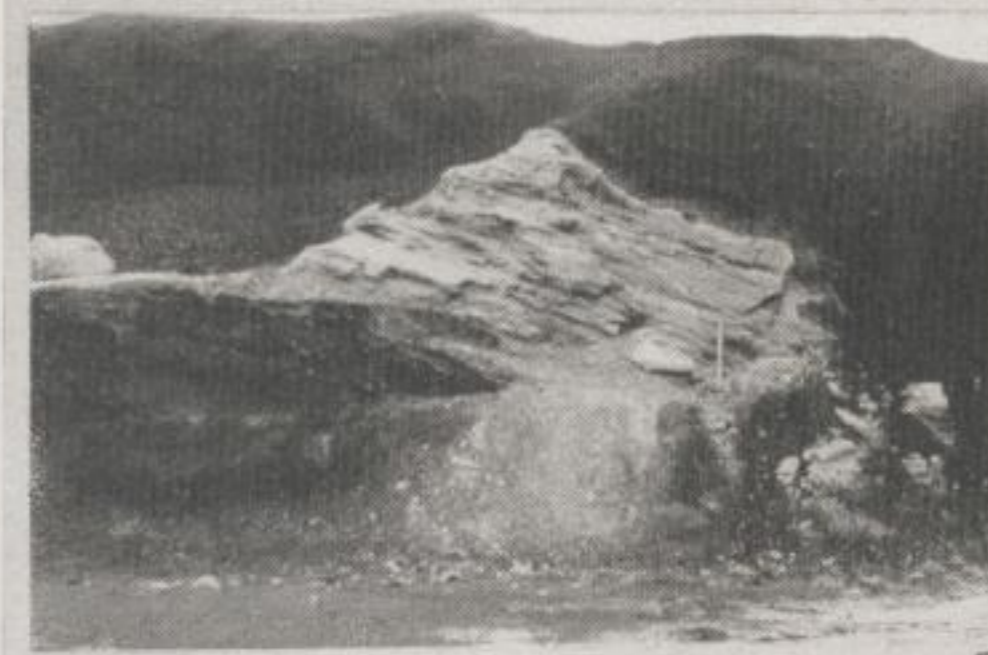
2



3



4



5



6



7



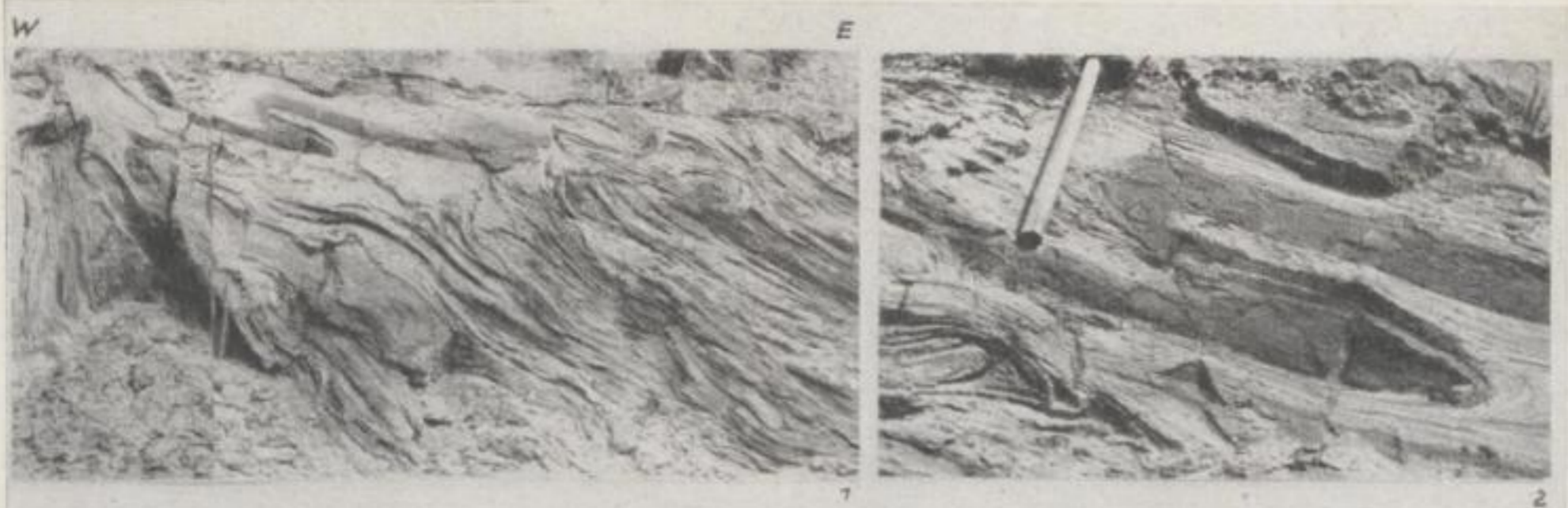
8

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 20

Braunkohlenwerk Golpa — Tagebau Golpa IV (Pöplitz)

- Bild 1: Stark deformierte pleistozäne Sande im Deckgebirge am Ostrand des Tagebaues; Aufschluß verläuft W-E; im oberen Bildteil quer zur Hauptstörungsrichtung im Gebiet des Tagebaues gerichtete liegende Falte einer z. T. tonigen Feinsandschicht; Hammerlänge 40 cm; phot. Verf., Mai 1954
- Bild 2: Detailaufnahme der liegenden Falte aus Bild 1; phot. Verf., Mai 1954
- Bild 3: Ostrand vom südlichen Teil des Tagebaues; große südvergente Falte in den tertiären und pleistozänen Sanden des Deckgebirges; Höhe des oberen, N-S verlaufenden Abraumschnittes 20 bis 25 m; phot. Verf., Juni 1954
- Bild 4: Diskordanz zwischen älteren (I) und jüngeren (II) pleistozänen Sanden im Deckgebirge am Ostrand des Tagebaues; Hangendes (III): kaltzeitliche Wanderschuttdecke (im Sinne von H. SCHULZ, 1956), im linken Bildteil mit den jüngeren Sanden verbrodelt; Verlauf des Aufschlusses etwa W-E, Höhe 2,5 m; phot. Verf., Juni 1955
- Bild 5: Steilgestellte und verschuppte tertiäre Kohlensande im Deckgebirge des Südteiles vom Tagebau; Schubfläche fällt nach N ein; Hammerlänge 40 cm; phot. H. ULLRICH, März 1955
- Bild 6: Bogige Schrägschichtung in verstellten tertiären Kohlensanden des Deckgebirges im Südteil des Tagebaues; Hammerlänge 40 cm; phot. H. ULLRICH, März 1955
- Bild 7: Auf der oberen Abraumstosse am Südrand des Tagebaues aufgeschlossene steil nach N einfallende Kohlensande und -letten des Flözliegenden (!); im oberen Abraumschnitt (rechts) erkennt man die horizontal und ungestört liegenden Sande des jüngeren Pleistozäns; Blick von WSW nach ENE; phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 8: Nach SE einfallende Auf- bzw. Unterschiebung mit 60 cm Schubweite in den tertiären Hangendsanden; oberer Teil des unteren Abraumschnittes am östlichen Tagebaurand; phot. Verf., Juni 1954



Bergakademie
 "Bücherl"
 Freiberg i. Sa.

TAFEL 21

Braunkohlenwerk Profen bei Zeitz

- Bild 1: Blick auf den etwa SSW-NNE verlaufenden Rand des Tagebaues „Südfeld“ mit Aufpressungen des Hauptflözes in die pleistozänen Ablagerungen des Hangenden;
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 2: Ausschnitt aus Bild 1; 12 bis 15 m hohe, z. T. gebogene Aufpressungen des Hauptflözes;
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 3: Glazigene Faltung des Hauptflözes im Südfeld; beachte die brekziöse Beschaffenheit der Kohle (Trümmerkohle!);
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 4: Steile, schmale Aufpressung des Hauptflözes in die randlich aufgeschleppten mittelpleistozänen Elsterschotter; Verlauf des Schnittes etwa E-W, Höhe 5 m; Sachsenfeld östlich des Dispatcher-Hauses;
phot. Verf., Oktober 1954
- Bild 5: Durch Auslaugungsvorgänge im prätertiären Untergrund verursachte Bruchstörungen im Unterflöz; Südfeld;
phot. Verf., Oktober 1954

Tagebau Regis-Breitungen 2

(Aufnahmen aus R. GRAHMANN, 1934)

- Bild 6: Südwest-nordöstlich streichender schmaler Kohlensattel des Hauptflözes; nach Ansicht des Verf., statische Aufpressung;
phot. K. PIETZSCH, 1933
- Bild 7: Schmäler Kohlensattel an der Nordwand des Tagebaues; im Bilde rechts (Osten) mittelpleistozäne Pleißeschotter und Beckentone, links des Sattels (Westen) unten tertiäre Sande, darüber mittelpleistozäner Beckenton; nach Ansicht des Verf. statische Flözaufpressung;
phot. R. GRAHMANN, 1933

10.10.1954
10.10.1954
10.10.1954

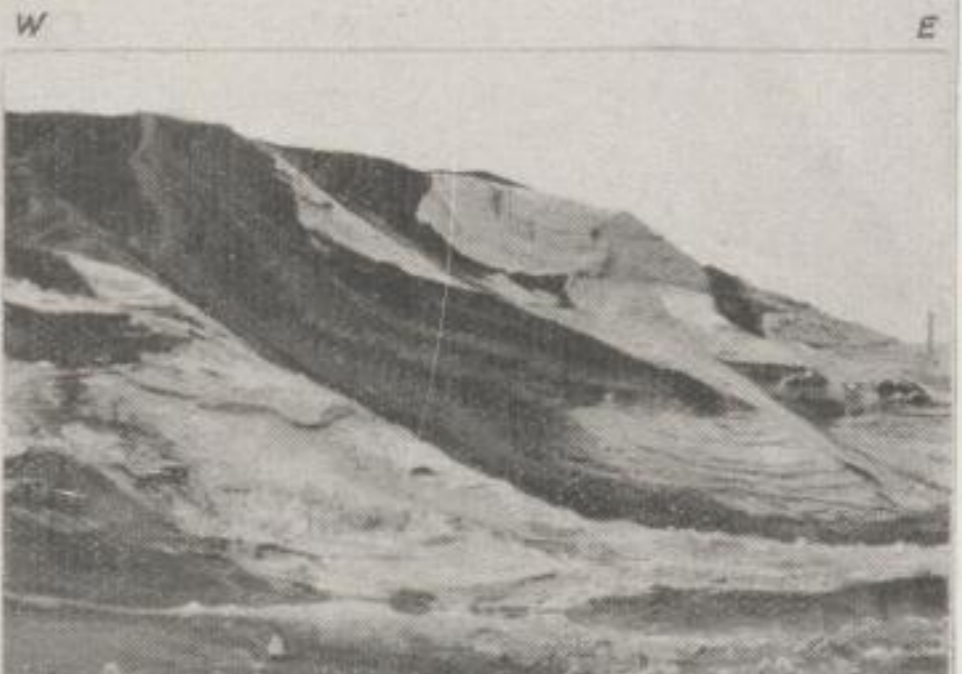
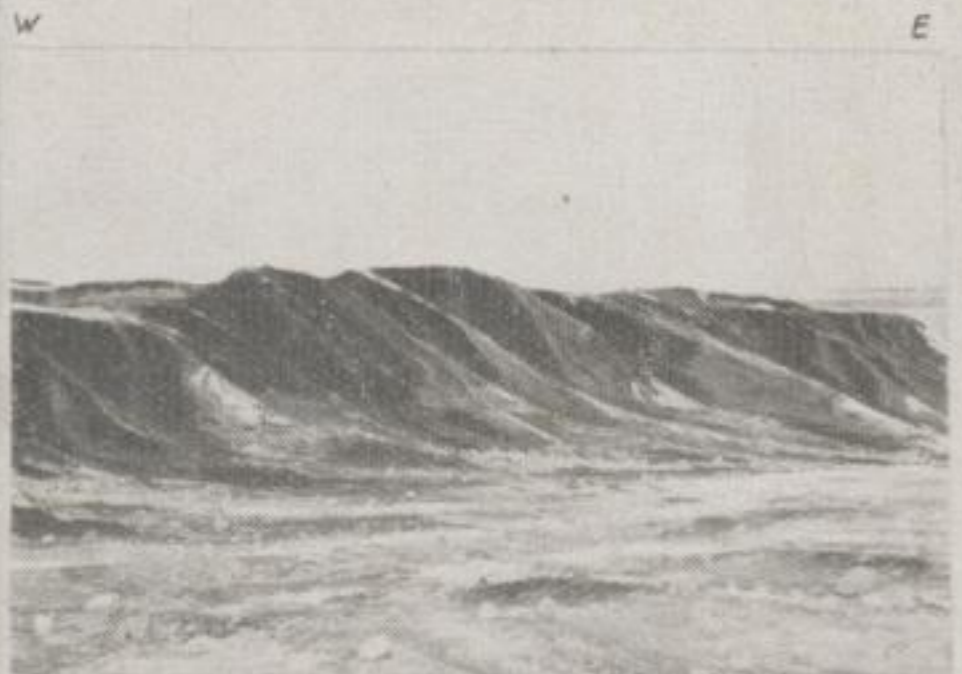
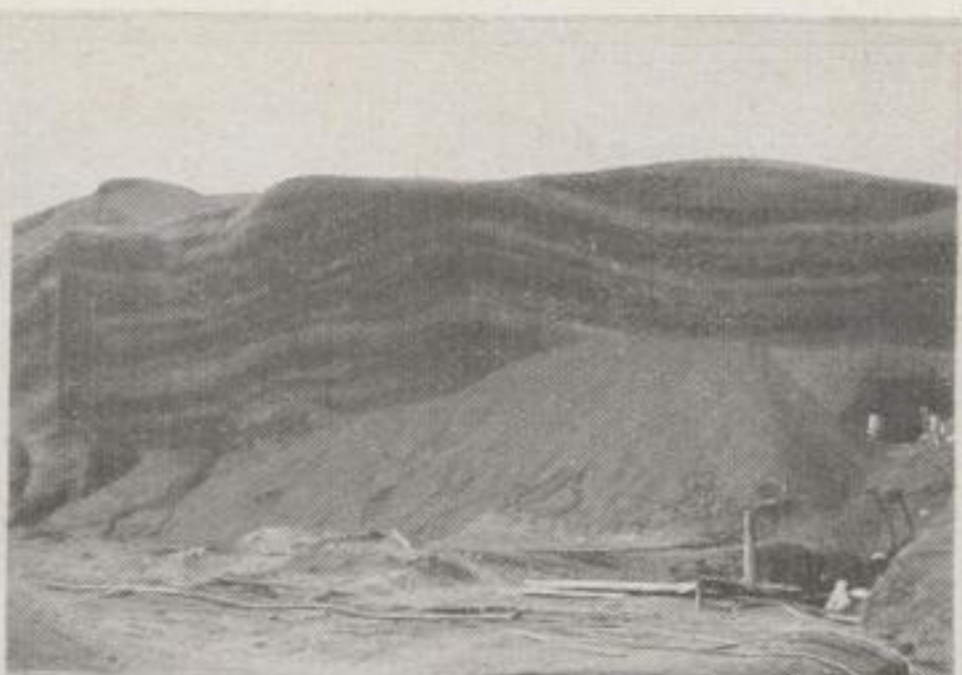
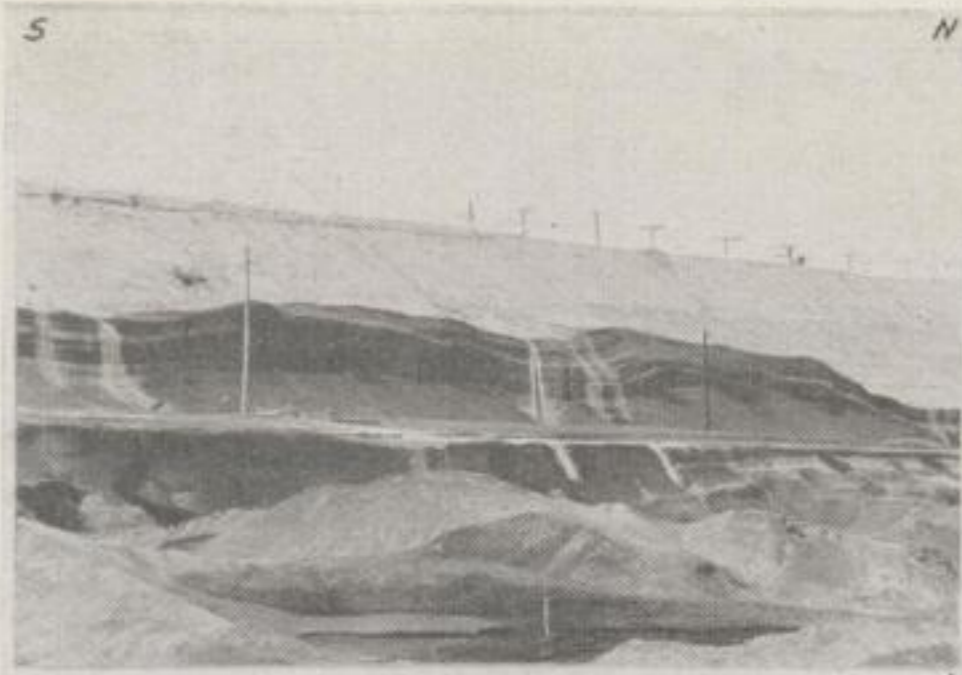


Bergakademie
- Bücherei
Freiberg i. S.

TAFEL 22

Braunkohlenwerk „Gustav Sobottka“ —
Tagebau Etzdorf

- Bild 1: Westrand des Tagebaues; S-N verlaufender Kohlenhochschnitt mit flacher Wellung (Faltung) des Flözes; phot. Verf., August 1957
- Bild 2: An den hellen Schwelkohlenbändern deutlich erkennbare schwache Faltung des Flözes; Kohlenhochschnitt (Höhe etwa 6 bis 8 m) am Westrand des Tagebaues; phot. Verf., August 1957
- Bild 3: NE-vergente Flözfalte im mittleren Teil des Tagebaues, nahe dessen Südrand; Verlauf des Anschnittes WSW-ENE; Höhe 3 m; phot. Verf., August 1957
- Bild 4: WSW-vergente Verfaltung von Hauptflöz, tonigem Zwischenmittel und Unterflöz; Verlauf des Anschnittes etwa W-E; Hammerlänge 40 cm; phot. Verf., August 1957
- Bild 5: Südöstliche Ecke des Tagebaues; SW-vergenter Flözsattel an SW-Flanke, mehrfach angeschnitten; Streichen der Schnitte 90g, Streichen der Achse des Kohlensattels im Vordergrund 100 bis 105g, nach hinten auf etwa 160g umbiegend; Kohlendekgebirge im NE-Faltenschenkel schräg geschnitten: 1 = präglaziale Kiese und tonige Sande, 2 = Bändererton, 3 = mitgefalteter (!) elstereiszeitlicher Geschiebemergel; Blickrichtung etwa von ESE nach WNW; phot. H. ULLRICH, September 1957
- Bild 6: Scheitel der auf Bild 5 dargestellten Flözfalte mit kleiner sekundärer Kohlenaufpressung; Hangendes: präglaziale Kiese; Anschnitt verläuft W-E; Hammerlänge 40 cm; phot. H. ULLRICH, September 1957
- Bild 7: Blick auf die mehrfach unter etwa 80g angeschnittene SE-Flanke eines SE-vergenten, NE-SW streichenden Flözsattels; mittlerer Teil des Tagebaues (nahe dem Südrand) etwa 250 m westlich des Sattels von Bild 5; phot. H. ULLRICH, September 1957
- Bild 8: Ausschnitt aus der SE-Flanke des Flözsattels von Bild 7; bei der Deformation wurden Sande und feuersteinfreie Kiese des Flözhangenden „passiv“ in die Kohle des (nach SE) überkippten Faltschenkels eingepreßt; Blickrichtung etwa S-N; phot. H. ULLRICH, September 1957



S

N

1

2

WSW

ENE W

E

3

4

SW

NE

5

6

W

E

W

E

7

8

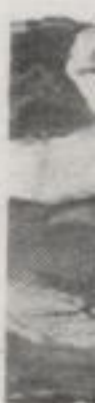
TAFEL 23

Braunkohlenwerk „Gustav Sobottka“ —
Tagebau Etzdorf

- Bild 1: Einfaltung und Einpressung von Sanden und flintfreien Kiesen aus dem Hangenden in das gestörte (aufgefaltete?) Kohlenflöz; Verlauf des Aufschlusses WSW-ENE; die Strukturen sind schräg geschnitten und haben allgemein SE-Vergenz; südöstlicher Teil des Tagebaues; phot. H. ULLRICH, September 1957
- Bild 2: Detail aus Bild 1; Einfaltung von Sanden und Kiesen aus dem Hangenden in das Flöz unter Mitschleppung von Kohle; 1 = eckige (!) Schollen tonigen Sandes; Hammerlänge 40 cm; phot. H. ULLRICH, September 1957
- Bild 3: Einfaltung flintfreier Kiese (mit verschleppten Kohlenschollen) in das Flöz (Detail aus Bild 1); Verlauf des Anschnittes WSW-ENE; Höhe am linken Bildrand 8 bis 9 m; phot. H. ULLRICH, September 1957

Lagerungsstörungen in Tagebauen des Gebietes
um Borken (Hessen)

- Bild 4: Tagebau Altenburg IV; nicht-glazigene Aufschiebung im Deckgebirge der Kohle; phot. Verf., September 1956
- Bild 5: Tagebau Altenburg II; nicht-glazigene kleine Flözaufsattelung; phot. Verf., September 1956
- Bild 6: Tagebau Dillich; frostdynamische (congeliturbate) Aufwulstungen der Flözoberfläche in hangende Tone; phot. Verf., September 1956
- Bild 7: Tagebau Dillich; Einpressung von Ton aus dem Hangenden in das Flöz und frostdynamischer Flözbuckel; phot. Verf., September 1956
- Bild 8: Tagebau Dillich; frostdynamische Deformation der Flözoberfläche; phot. Verf., September 1956



Wsh

ENE



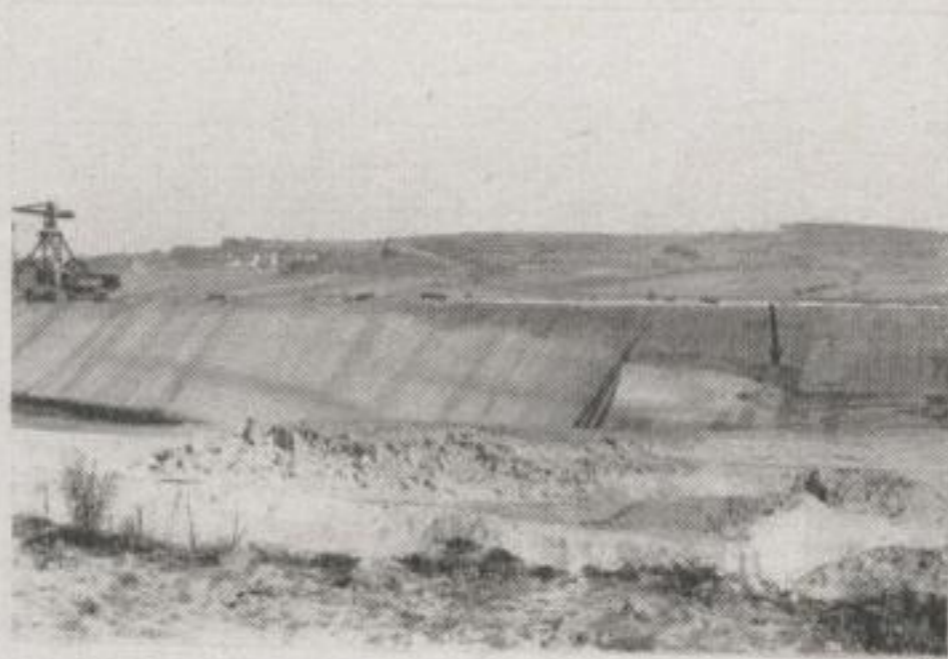
1



2



3



4



5



6



7



8

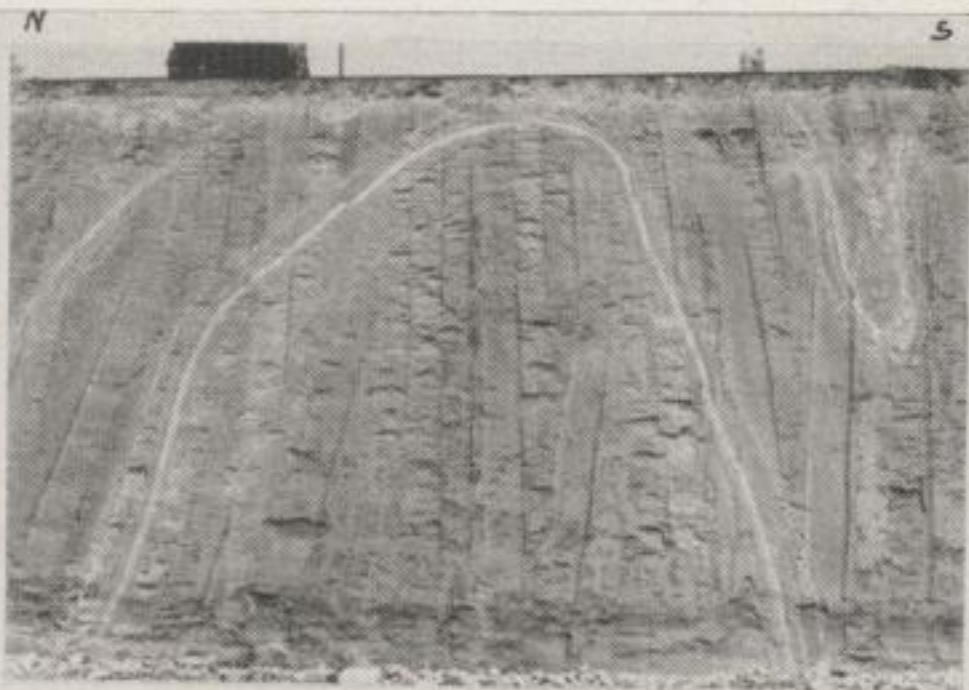
TAFEL 24

Fläming (Tongrube der Ziegelei Niemeck)

- Bild 1: Blick von W auf den N-S verlaufenden (alten) Tiefschnitt mit südvergenten, schiefen Falten des unteren, sandstreifigen, grauen Tonmergels;
phot. Verf., Herbst 1952
- Bild 2: Breiter, leicht südvergenter Faltensattel und südlich anschließende schmale Faltenmulde; die dünnen Feinsandschichten sind stark zerschert, die etwas mächtigere Sandschicht im Faltensattel hat dagegen mit Ausnahme einiger kleiner Abschiebungen ihren Zusammenhang gewahrt;
phot. Verf., Herbst 1952
- Bild 3: Ausschnitt aus dem Nordschenkel eines leicht südvergenten Faltensattels; im Gegensatz zur plastischen Deformation des Tones wurden die Feinsandschichten „starr“ verformt und durch Ausbildung von Abschiebungsflächen zerschert;
phot. Verf., Juni 1955
- Bild 4: Ausschnitt aus dem Nordschenkel eines leicht südvergenten Faltensattels; die dünnen Feinsandschichten sind durch kleinste Abschiebungen völlig zerschert, und es haben sich durch Eindringen des plastischen Tones längsboudinagen-ähnliche Strukturen gebildet;
phot. Verf., Juni 1955
- Bild 5: Neuaufschluß im südwestlichen Teil der Tongrube; starke Verfaltung des oberen, braunen, von bis Dezimeter mächtigen Sandzwischenlagen durchsetzten, schluffigen Tones; Höhe des SE-NW verlaufenden Stoßes 4,5 bis 5,5 m; Streichen der Faltenachsen etwa NNE-SSW;
phot. Verf., Juli 1957
- Bild 6: Teil des SW-Stoßes im Neuaufschluß; im Bilde rechts spitzfaltenähnliche Deformation, links Tendenz zur Bildung einer Faltenüberschiebung; Stoßhöhe etwa 5 m, Stoßverlauf SE-NW;
phot. Verf., Juli 1957
- Bild 7: Ausschnitt aus dem auf Bild 5 dargestellten Stoß; SSE-vergente, schiefe Falten im oberen gebänderten Tonmergel; im Kern des linken (südwestlichen) Faltensattels ist die „Aktivität“ des Tones gegenüber dem Sand bei der Deformation erkennbar;
phot. Verf., Juli 1957



S



N

S

1

2



S

N

3



S

4



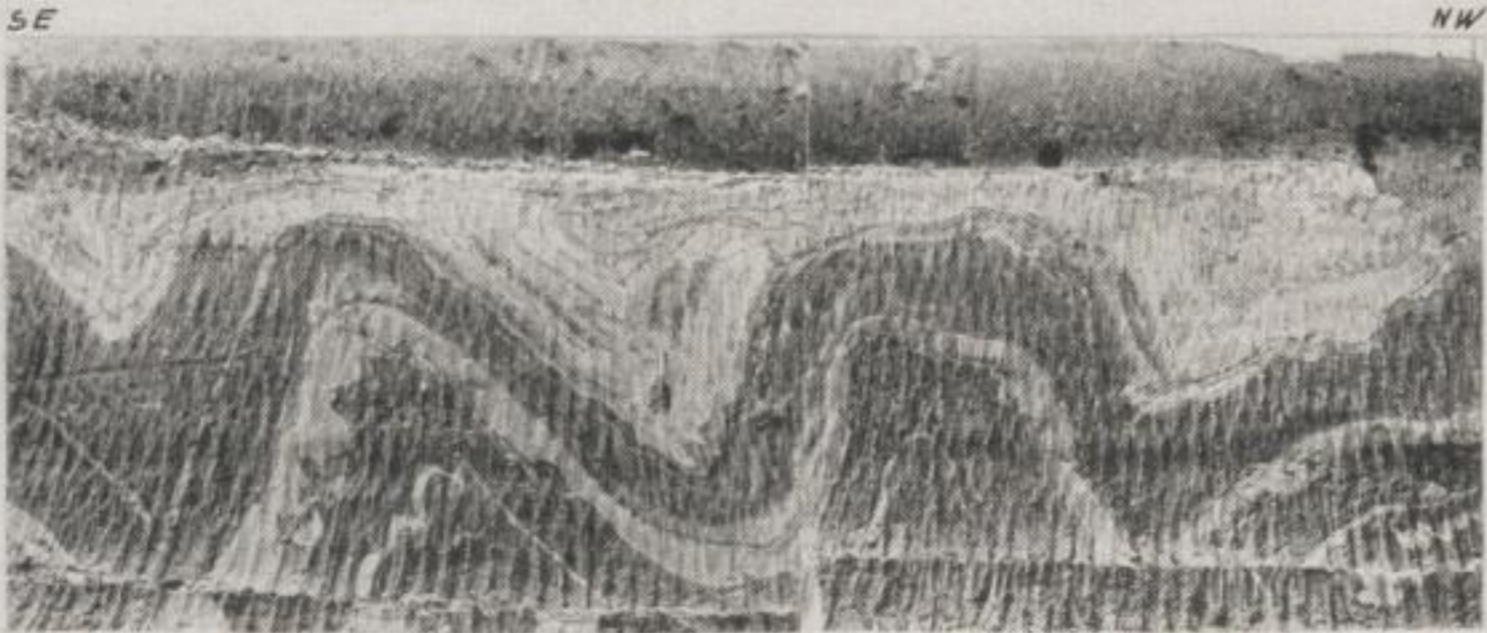
S



S

5

6



SE

NW

7

Bergakademie
- Böhmerland -
1871

TAFEL 25

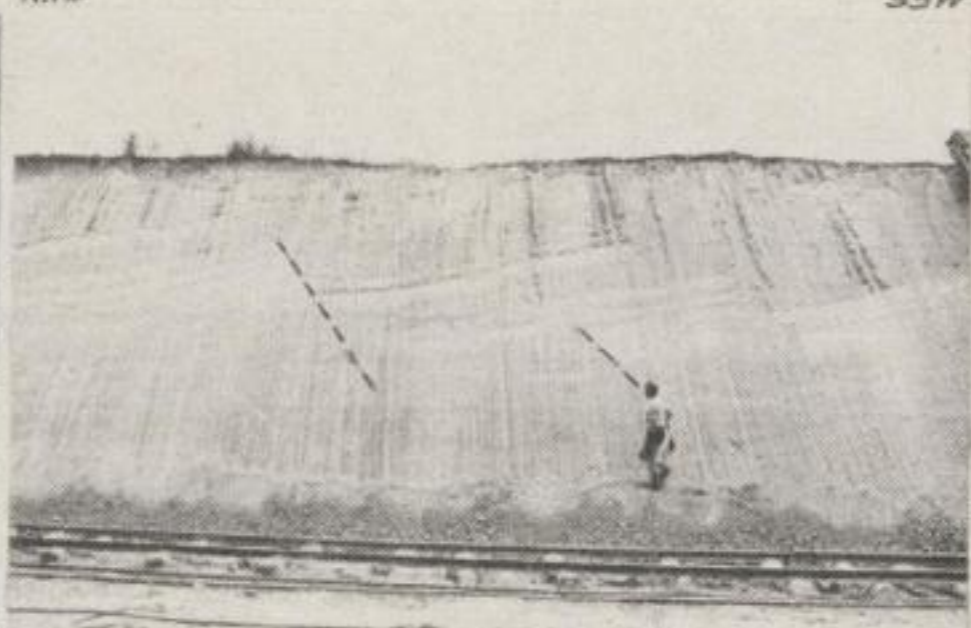
Fläming (Tongruben Niemeck und Nichel,
Gebiet Straach-Wittenberg)

- Bild 1: Tongrube Ziegelei Niemeck; nordvergente Fältelung des obersten eng gebänderten Teiles vom oberen, braunen Tonmergel; Hammerlänge 40 cm;
phot. Verf., Herbst 1952
- Bild 2: Tongrube Ziegelei Niemeck; NNE-SSW streichender Stoß im Ostteil der Grube; gelbbraune, z. T. tonige Schluffe mit feinsandigen Zwischenschichten; an den hellen, flach nach N einfallenden Feinsandschichten sind mit 25 bis 35° nach W einfallende Abschiebungen erkennbar; im rechten (südlichen) Bildteil Verdoppelung der Feinsandzone infolge nachträglicher Aufschiebung der mittleren oder Unterschiebung der rechten Sandscholle;
phot. Verf., August 1957
- Bild 3: Westlichste, auflässige Tongrube der Ziegelei Nichel südlich der Straße Treuenbrietzen-Niemeck; unter einer etwa 2 m mächtigen, vorwiegend aus Sanden bestehenden Decke braune Bändertonpakete mit zwischenlagerten Feinsandschichten; oberster Bänderton mit nordvergenter Fältelung (Gleitfalten); Stoßverlauf etwa N-S;
phot. Verf., August 1957
- Bild 4: Ausschnitt (Teleaufnahme) aus Bild 3; Fältelung der obersten Bändertonlage; Länge des Spatens 45 cm;
phot. Verf., August 1957
- Bild 5: Tongrube Ziegelei Niemeck; quer zur Hauptstörungsrichtung gefältelter unterer grauer Ton; Stoßverlauf ENE-WSW; abgebildete Stoßhöhe etwa 60 cm;
phot. Verf., Juli 1957
- Bild 6: Auflässige Grube der Dobiener Werke, etwa 1,5 bis 2 km östlich Dobien; flach nach SE einfallende Flanke eines Faltensattels (oder einer Schuppe); miozäne Quarzsande, darunter das Braunkohlenflöz; Aufschluß verläuft NW-SE;
phot. Verf., August 1957
- Bild 7: Auflässige, NE-SW streichende Tongrube, 2 bis 2,5 km östlich Dobien; Blick nach ENE in Richtung der Achse eines aus miozänen Sanden, Tonen und Braunkohle bestehenden Sattels; im Sattelkern aufrecht gefaltetes, geringmächtiges Kohlenflöz unter Quarzsanden;
phot. Verf., August 1957
- Bild 8: Gleiche alte Grube wie auf Bild 7; Blick auf den SE-Stoß; unter dem sandigen, vorwiegend miozänen Deckgebirge 4 bis 5 m mächtiger, z. T. etwas kohlig, fetter Ton; gesamte Schichtenfolge fällt nach SE ein (südöstliche Sattelflanke); in der Tonschicht sekundäre plastische Deformationen;
phot. Verf., August 1957



NNE

SSW



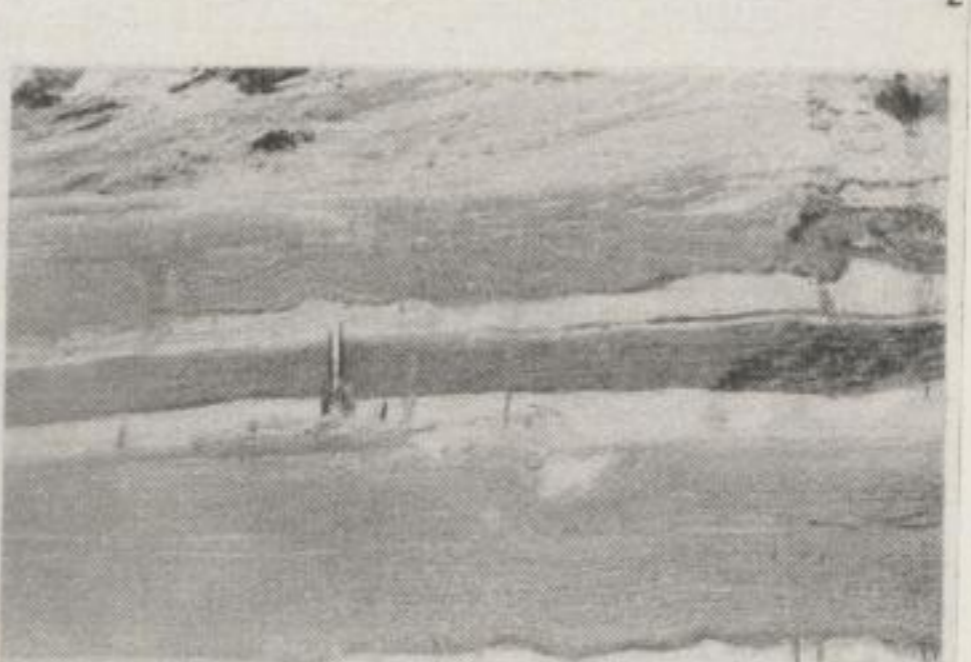
1

2



N

S



3

4



WSW

ENE



NW

SE

5

6



NE

SW

7

8



TAFEL 26

Einzelbeispiele für glazigene Lagerungsstörungen:
Sylt und Rügen

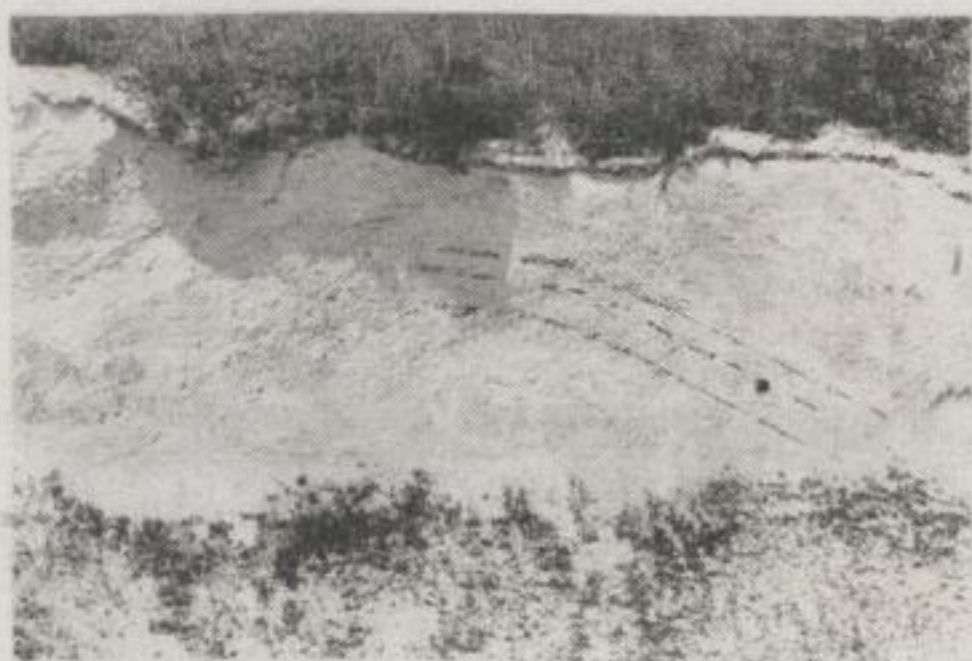
- Bild 1: Blick von W nach E auf die Großschuppen des „Sylter Crag“ am Morsumkliff (Sylt); g = unterpliozäner Glimmerton, L = Limonitsandstein, K = oberpliozäner Kaolinsand;
phot. Verf., September 1954
- Bild 2: Detailaufnahme der Großschuppen des Morsumkliffs; Signaturen wie Bild 1; Blick von W nach E;
phot. Verf., September 1954
- Bild 3: Einfache Falte in der Schreibkreide am Kliff nördlich von Saßnitz, Gebiet der Piratenschlucht, Rügen;
phot. Verf., Mai 1957
- Bild 4: Kliff zwischen Saßnitz und Stubbenkammer (Rügen); „Streifen“ 9 (nach der Bezeichnung von K. KEILHACK) mit K_{ro} = Schreibkreide, M_1 = ältester Geschiebemergel, J_1 = ältere interglaziale Sande, M_2 = mittlerer Geschiebemergel; diskordante Überlagerung des nach W einfallenden gestörten Schichtenverbandes durch den jüngsten Geschiebemergel M_3 ; an der Diskordanz Schleppung der Sande des J_1 nach SW bis W durch das jüngste, beim Abschmelzen den M_3 zurücklassende Inlandeis;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 5: Bruchstörung (Unterschiebung oder NE-vergente Faltenüberschiebung mit völlig verdrücktem Liegendschenkel) in der Schreibkreide hart südlich des „Streifens“ 4;
phot. Verf., August 1958
- Bild 6: Teleaufnahme der Störung von Bild 5; beachte die Schleppung der Feuersteinbänder an der Bewegungsfläche;
phot. Verf., August 1958
- Bild 7: „Streifen“ 4 am Kliff zwischen Saßnitz und Stubbenkammer (Rügen) nördlich des Lenzer Baches; schiefe, SW-vergente Einfaltung des älteren bis mittleren Pleistozäns (Schichtenfolge von Geschiebemergel M_1 bis interglaziale Sande und Tone J_2 in die Schreibkreide); vgl. A. LUDWIG, 1954/1955, Abb. 4, S. 255; Deformation vom Typ der Gleitfalten nach S. KIENOW, 1953;
phot. Verf., April 1956



1



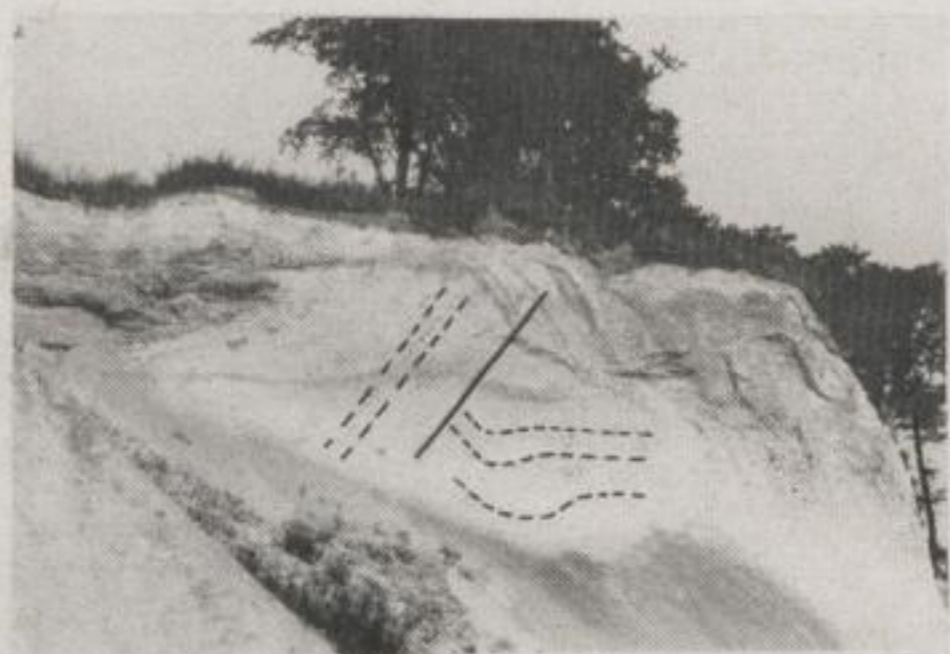
2



3



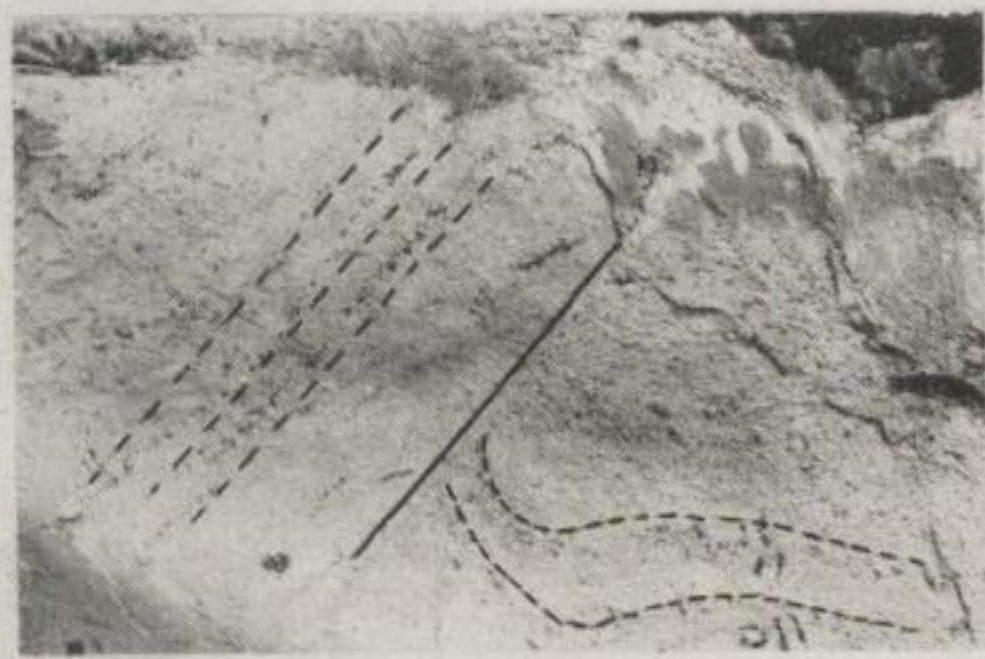
4



5



7



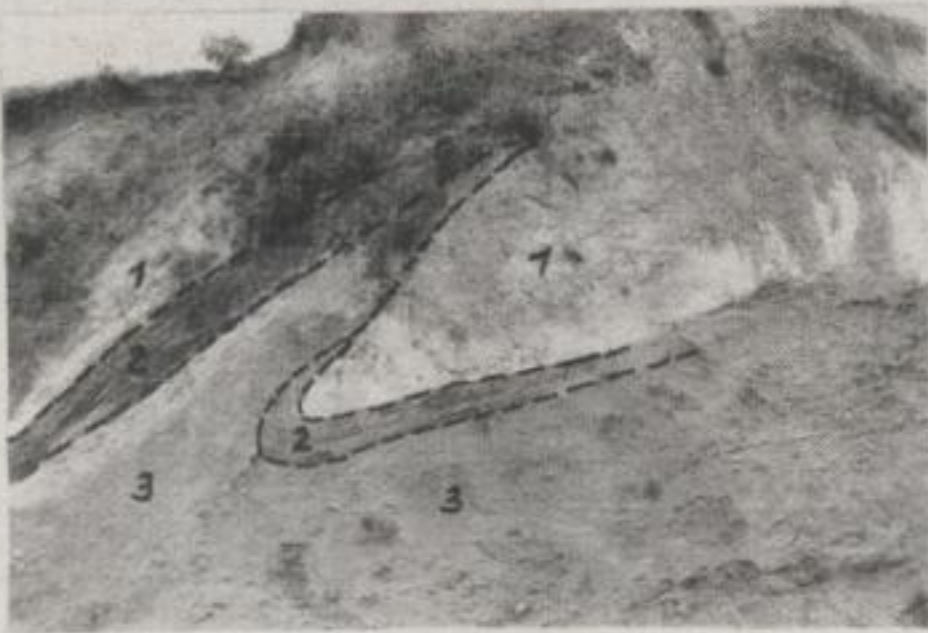
6

Bergakademie
 "Bücherel"
 Freiberg i. Sa.

TAFEL 27

Beispiele für verschiedene Störungsformen
aus Norddeutschland

- Bild 1: NE-Ende einer Kreidescholle (Anschnitt z. T. durch abgespülten Geschiebemergel aus dem Hangenden verdeckt) am Kliff zwischen Dwasiden und Mukran südwestlich Saßnitz (Rügen);
phot. Verf., Juni 1955
- Bild 2: Saiger stehende Schreibkreideschuppe am Kliff südlich der Jaromarsburg (Kap Arkona, Rügen); die Schreibkreide (= K) bildet die Liegendzone der in der Hauptsache aus nach N einfallenden pleistozänen Sanden (im Bild rechts = S) und Geschiebemergel (Bild Mitte = M) aufgebauten Großschuppe III innerhalb der Stauchmoräne von Arkona (vgl. R. KÖSTER, 1958c);
phot. Verf., Mai 1957
- Bild 3: Durch Sackungen beim ungleichmäßigen Tieftauen des jungpleistozän-kaltzeitlichen Frostbodens entstandene kleine Staffelbrüche in pleistozänen Sanden; Kliff westlich Gr. Klütz-Höved;
phot. Verf., August 1954
- Bild 4: SW-vergente Faltenüberschiebung mit verdrücktem Liegendschenkel in den jungpleistozänen Ablagerungen des Kliffs westlich von Kl. Klütz-Höved bei Warnkenhagen; 1 = jüngere Schmelzwassersande, 2 = Mittelkies, 3 = Geschiebemergel (z. T. sandig);
phot. H. ULLRICH, Juni 1956
- Bild 5: Staffelförmige Aufschiebungen in feinkörnigen pleistozänen Sanden an der Nordflanke einer steilen, im Kern aus Geschiebemergel (rechter Bildrand = M) bestehenden Falte am Kliff des Fischlandes südlich Ahrenshoop; Hammerlänge 90 cm;
phot. Verf., Juni 1955
- Bild 6: Geknitterte pleistozäne Talsande am Nordrand des Tollensetales ostwärts Demmin; Stoßverlauf N-S; Hammerlänge 30 cm;
phot. Verf., Juni 1954
- Bild 7: Kleine überkippte Falte mit Südvergenz in einer Feinsandschicht innerhalb der pleistozänen Talsande am Nordrand des Tollensetales ostwärts Demmin; Stoßverlauf N-S; Hammerlänge 30 cm;
phot. Verf., Juni 1954



Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 28

Beispiele für glazigene Störungsformen
aus Tongruben Norddeutschlands

- Bild 1: Tongrube der Ziegelei Neukalen; Abscherung einer Feinsandschicht im Muldenkern einer nahezu liegenden, südvergenten Falte aus schluffigen Beckentonen; Streichen des Stoßes etwa N-S; phot. Verf., März 1954
- Bild 2: Tongrube der Ziegelei Neukalen; walzenförmige Verfaltung gebänderter Beckentone; Streichen des Stoßes etwa NNE-SSW; phot. Verf., März 1954
- Bild 3: Tongrube der Ziegelei Neukalen; Falte und Faltenüberschiebung in gebänderten Beckentonen; Schubfläche liegt nicht im Sattelkern, sondern benutzte die Schichtfläche einer Tonlage im Hangendschenkel der ursprünglichen, etwa SSW- bis SW-vergenten Falte; Maßstab: 1 m; phot. Verf., Juni 1954
- Bild 4: Tongrube der Ziegelei Neukalen; Durchspießung und unregelmäßige Durchdringung von fettem Beckenton und sandigen Tonen; phot. Verf., Juni 1954
- Bild 5: Tongrube der Ziegelei Sternberg; im unteren Teil des Stoßes stark deformierter, oftmals walzenförmig verfalteter, grauer, dünn gebänderter Beckenton, darüber ein jüngerer, ungestörter, brauner Bänderton; in dem oberen Bänderton durch Setzung, wahrscheinlich beim Tief-tauen, entstandene Abschiebung; phot. Verf., Juni 1954
- Bild 6: Tongrube der Ziegelei Sternberg; kleine Walze im unteren grauen Bänderton; Hammerlänge 30 cm; phot. Verf., Juni 1954
- Bild 7: Tongrube bei Hagenow; zerrissener und z. T. walzenförmig eingerollter grauer Bänderton; phot. Verf., August 1954

Geologische Karte
1:50.000
Bl. 101-102



Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa

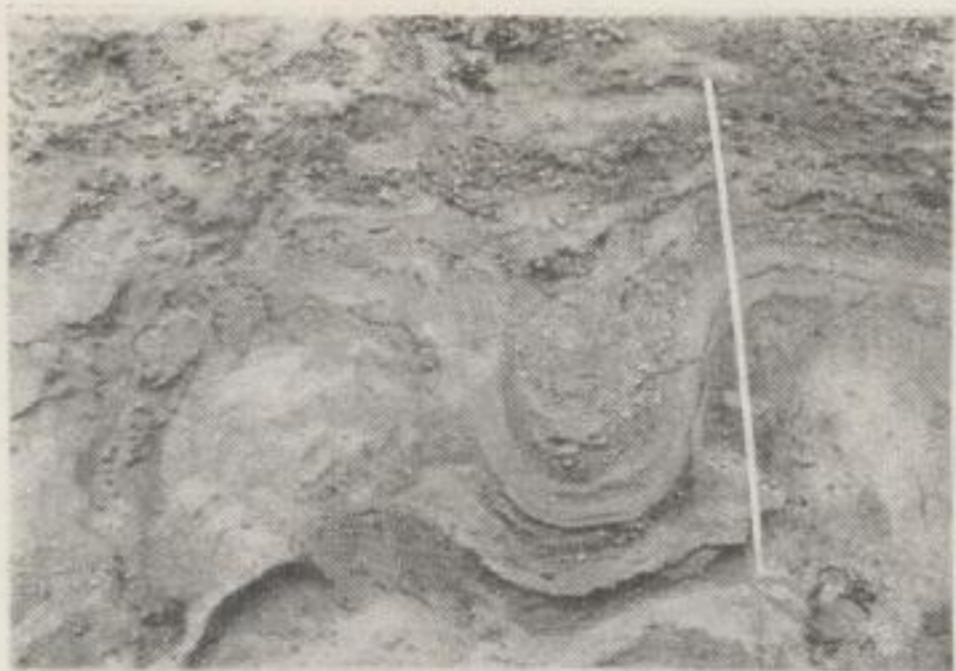
TAFEL 29

Congeliturbate Deformationen

- Bilder 1 und 2: Frostbodenstrukturen in kiesigen und tonigen Sanden, etwa 1,4 m unter der heutigen Oberfläche; taschenförmige Einfaltung feinkörniger (Bild 1: toniger) Schichten; aufgenommen v. Verf. bei Erdarbeiten in der Pößnitzrinne an der Autobahn zwischen Ruhland und Klettwitz (Nähe km 103,5) im November 1954
- Bilder 3 und 4: Taschenbildung und unregelmäßige Deformationen zwischen Kiesen und feinsandigen Ablagerungen; Ort der Aufnahmen wie Bilder 1 und 2
- Bild 5: Congeliturbate Deformationen in den pleistozänen Talsanden (etwa 1,5 m unter der Rasensohle) im Abraum des Brückenfeldes vom Braunkohlenwerk „Franz Mehring“ südlich Senftenberg; phot. Verf., Dezember 1955

Tongruben der Ziegelei Voigtstedt bei Artern

- Bild 6: Gefältelter Bänderton (Gleitfaltung oder glazigene Deformation?); phot. Verf., August 1953
- Bild 7: Congeliturbate Deformationen zwischen kiesigen und tonigen Sanden im Bereich der „oberen Kieszone“; phot. Verf., August 1953



1



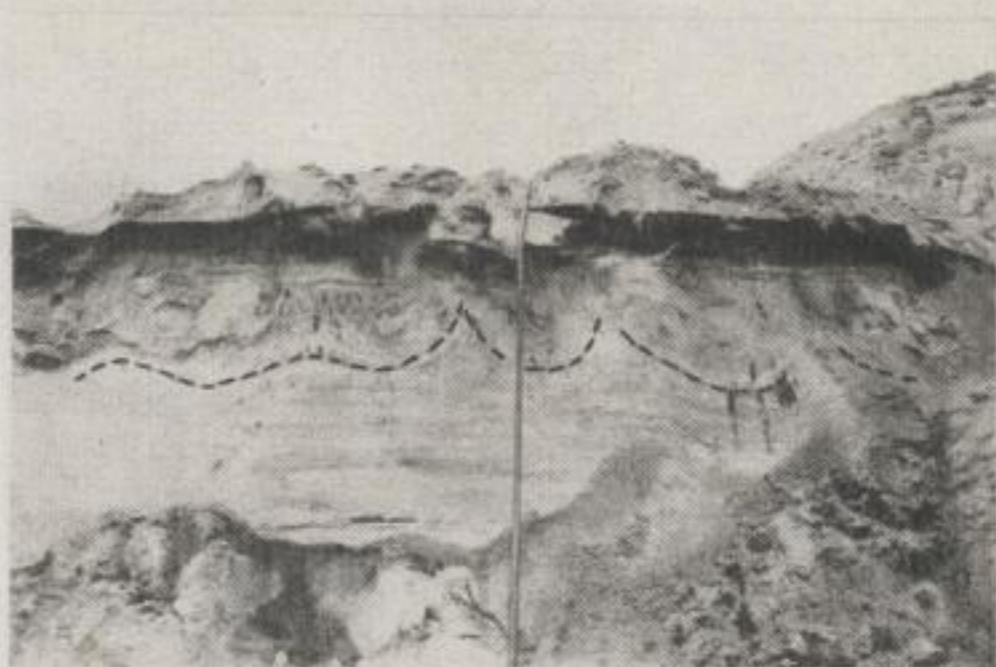
2



3



4



5



6



7

Bergakademie
- Bücherel -
Freiberg i. Sa.

TAFEL 30

Os bei Malchow nördlich Prenzlau

- Bild 1: Blick von der Straße Prenzlau—Pasewalk nördlich Malchow auf den hier SSW-NNE streichenden Osrücken;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 2: Blick vom Kamm des Osrückens nördlich Malchow nach SSW;
phot. Verf., Juni 1956
- Bild 3: Aufschluß in der Ostflanke des Osrückens mit nahezu saiger nach E einfallenden Schmelzwassersanden;
phot. Verf., Mai 1956
- Bild 4: Aufschluß in der Ostflanke des Osrückens, bis an den Kamm reichend; Einspießung von Geschiebemergel aus dem Liegenden in die außen nach E einfallenden, im Kern unregelmäßig gelagerten Schmelzwassersande;
phot. Verf., Mai 1957

Glazigene Lagerungsstörungen auf Spitzbergen
(aus K. GRIPP, 1929)

- Bild 5: Blick auf den Usher-Gletscher und seinen Stauchmoränenbogen;
phot. K. GRIPP, 1927
- Bild 6: Gefaltete marine Ablagerungen in der Stauchmoräne des Venern-Gletschers;
phot. K. GRIPP, 1927
- Bild 7: Gefaltete, stark verschuttete Eislagen im Grenzbereich zwischen Stauchmoräne und verschuttetem Eis (im Vordergrund und nach rechts fortsetzend) des Holmström-Gletschers;
phot. K. GRIPP, 1927
- Bild 8: Steilrand des Penck-Gletschers mit im oberen Teil regelmäßigen Scherflächen; am Gletscherfuß Aufrollung des gering mächtigen Tundrenbodens;
phot. K. GRIPP, 1927
- Bild 9: Außenrand der Stauchmoräne des Green-Bay-Gletschers; Auspressung einer kleinen Falte zwischen dem Hang der Stauchmoräne (links) und der Sanderfläche (rechts);
phot. K. GRIPP, 1925

NNE

SSW



1

SSW

NNE²



3

4



5



6



7



8



9

FREIBERGER FORSCHUNGSHEFTE

Schriftenreihe für alle Gebiete der Montanwissenschaften

Reihe C: Geowissenschaften

C 56

Geologie

EWALD VON HOYNINGEN-HUENE

Salztektonik und Auslaugung im Gebiet der Mansfelder Seen

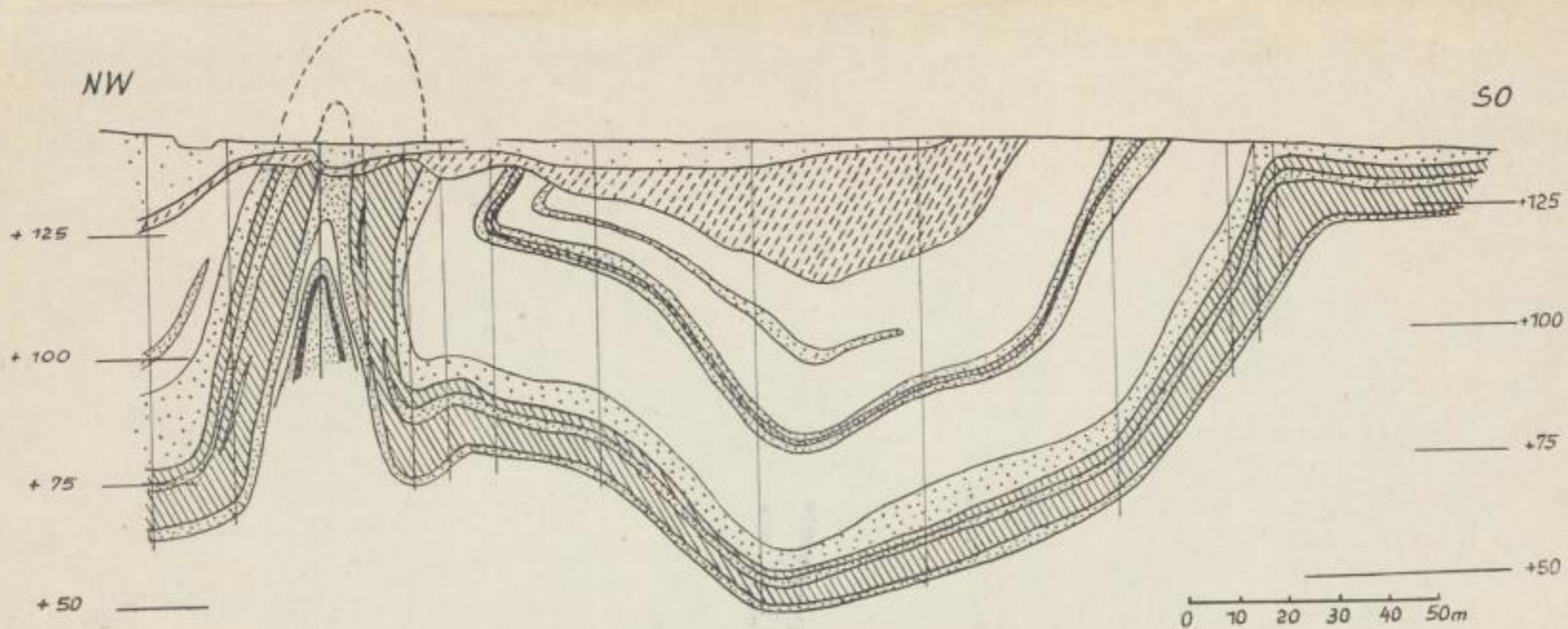
Format 17 × 24 cm – 57 Seiten – 25 Bilder – 3 Tabellen

DM 8,—

Die anhaltenden schweren Senkungsschäden im Kreise Eisleben waren Anlaß zu umfangreichen Untersuchungen des in Ablaugung begriffenen Scheitels des Teutschenthaler Sattels. Bei Auswertung der Bohr- und Kartierungsergebnisse wurde ein sehr detailliertes Bild des Teutschenthaler Salzsattels gewonnen sowie interessante Zusammenhänge zwischen Ablaugungszyklen und vorhergegangenen Salzinjektionen und des dynamischen und zeitlichen Ablaufs dieser Vorgänge festgestellt. Es ergab sich, daß die maximalen und die ungleichmäßigen Senkungsgeschwindigkeiten an den Salzspiegelrändern und im Bereich von Störungen auftreten und daß die Morphologie diese Prozesse sehr genau und charakterisierend abbildet. Eine eingehende Behandlung ist den gestörten und reaktivierten Salzspiegeln gewidmet. Die Arbeit dient dem praktischen Ziel, Grundlagen für die Beurteilung der Standsicherheit von Bauwerken in Auslaugungsgebieten zu finden.

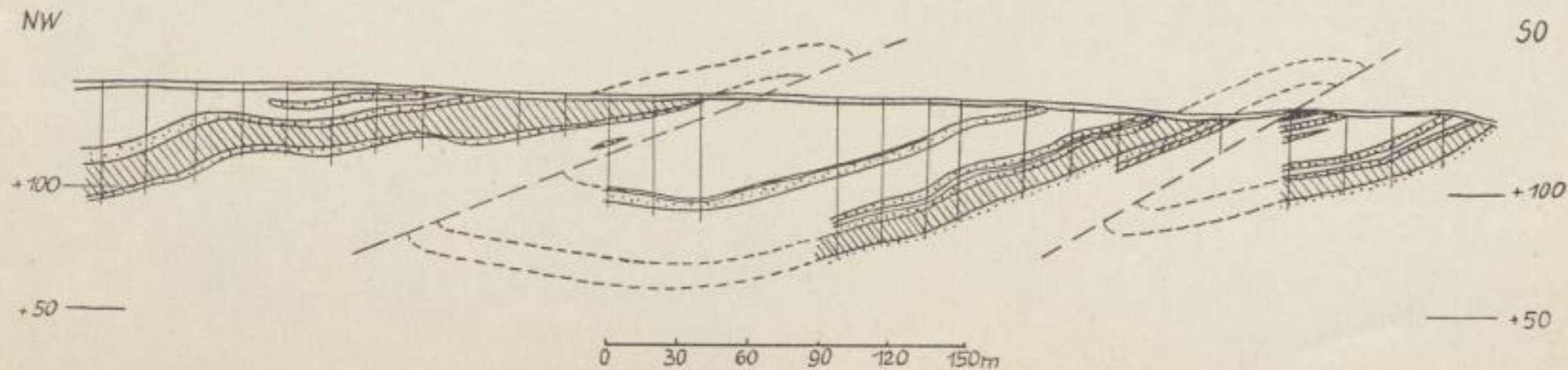
A K A D E M I E - V E R L A G · B E R L I N

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.



Beilage 1. Großfalten im östlichen Teil des Muskauer Faltenbogens, „Schmalsattel“ mit anschließender „Breitmulde“ (nach E. CIUK, 1955)

/// Braunkohle



Beilage 2. Groß-Schuppen im östlichen Teil des Muskauer Faltenbogens (nach E. CIUK, 1955)

/// Braunkohle

Bergakademie
- Büchers. -
Freiberg i. Sa.

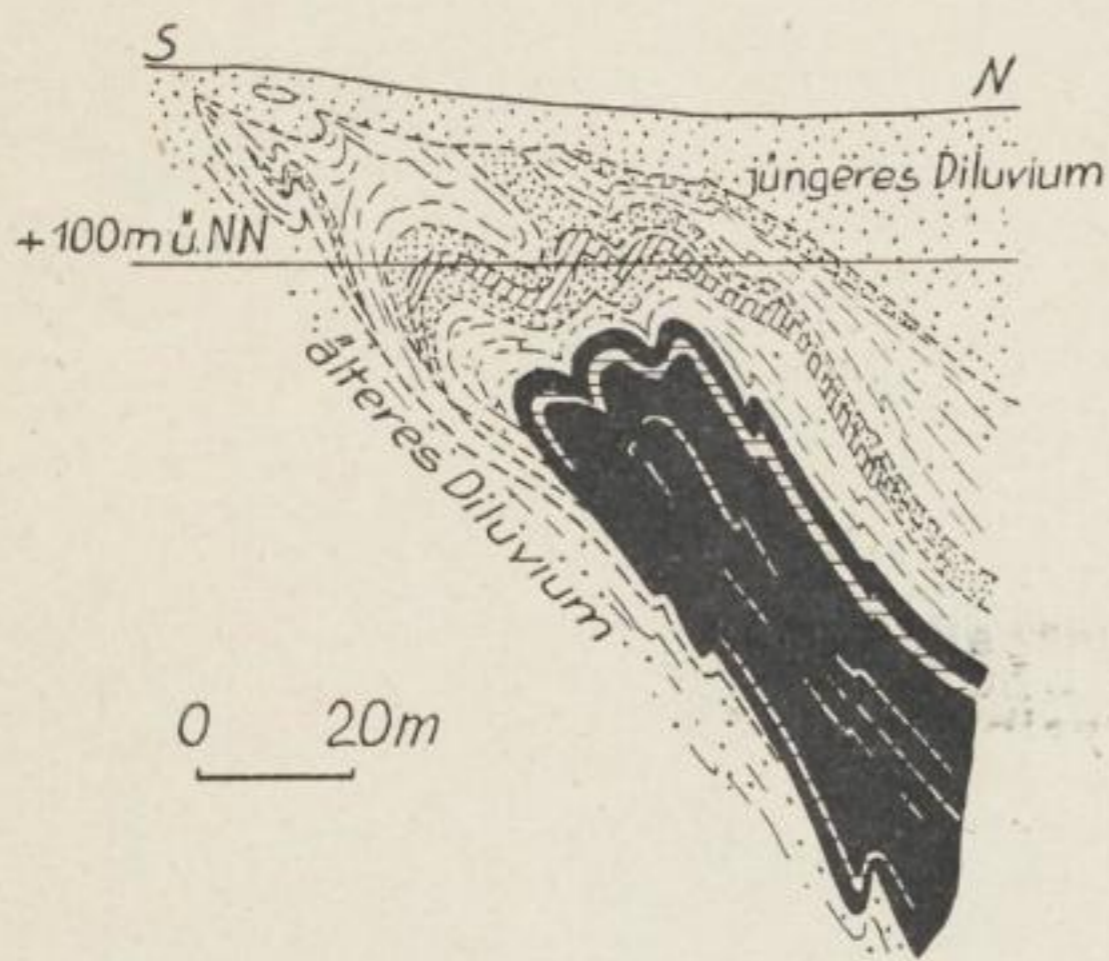
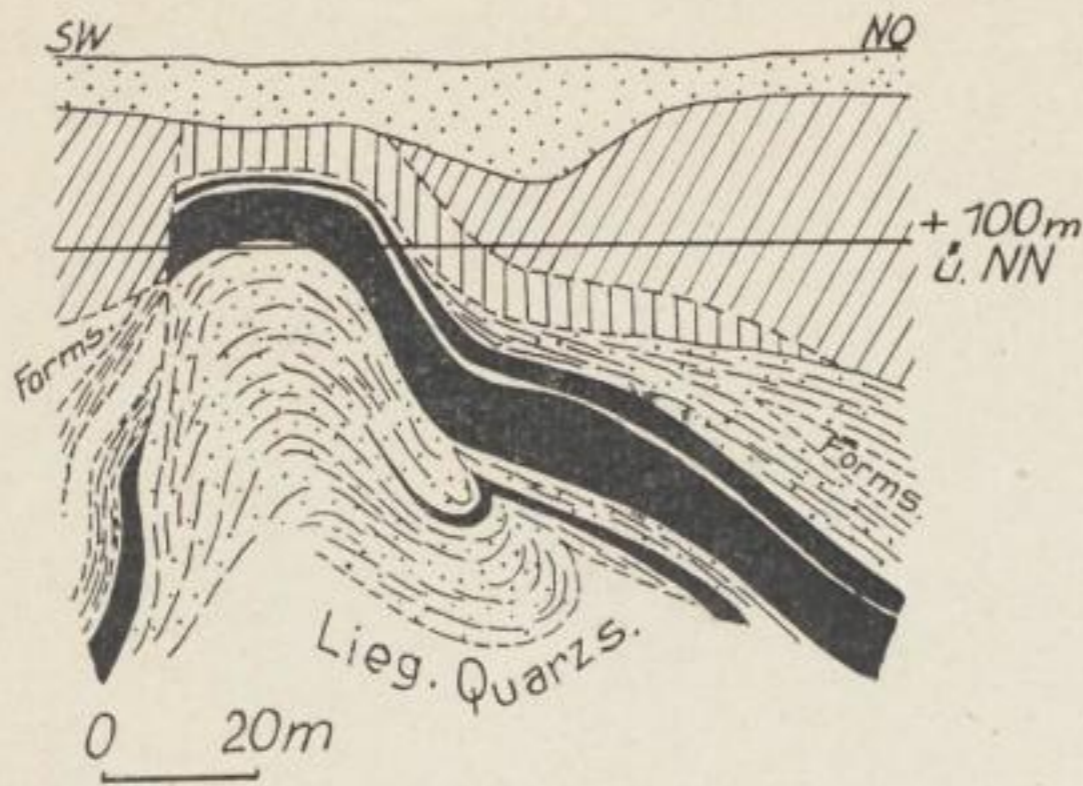


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG

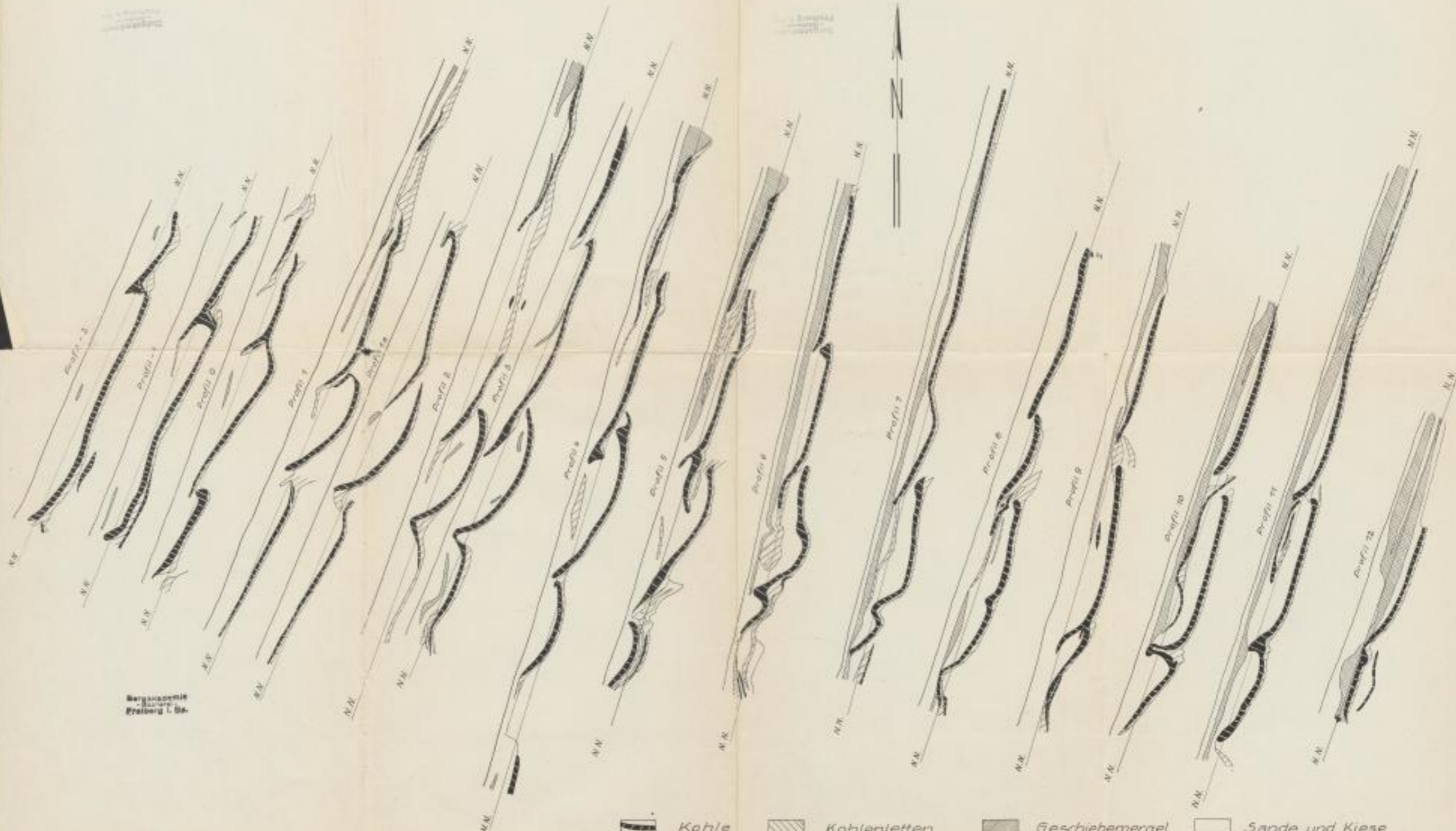




-  Braunkohle
-  Kohlenletten
-  Geschiebemergel
-  toniger Sand
-  jüngeres Diluvium
-  Letten verschied. Art

Beilage 3. Formen glazigener Faltensättel aus dem westpolnischen Braunkohlengebiet
(zusammengestellt aus E. SCHULZ, 1929)

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

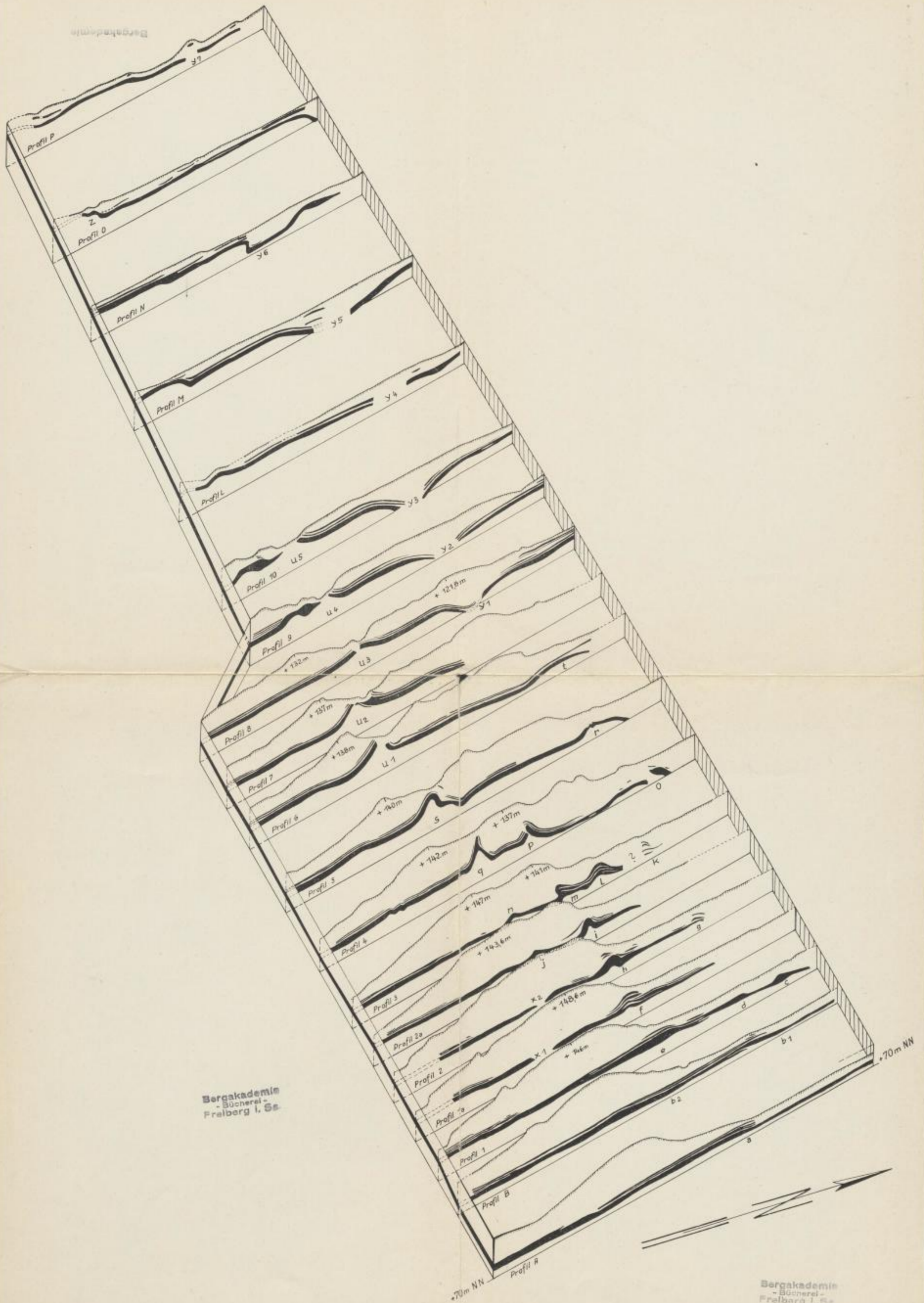


Bergakademie
Freiberg i. Sa.

Kohle
 Kohlenletten
 Geschiebemergel
 Sande und Kiese

Blatt 2. SW-ENE-Querschnitt (Ergänzungsblatt) der Feld „Böhmer“ nach Wulfsberg (1872). Maßstab 1:5000

111

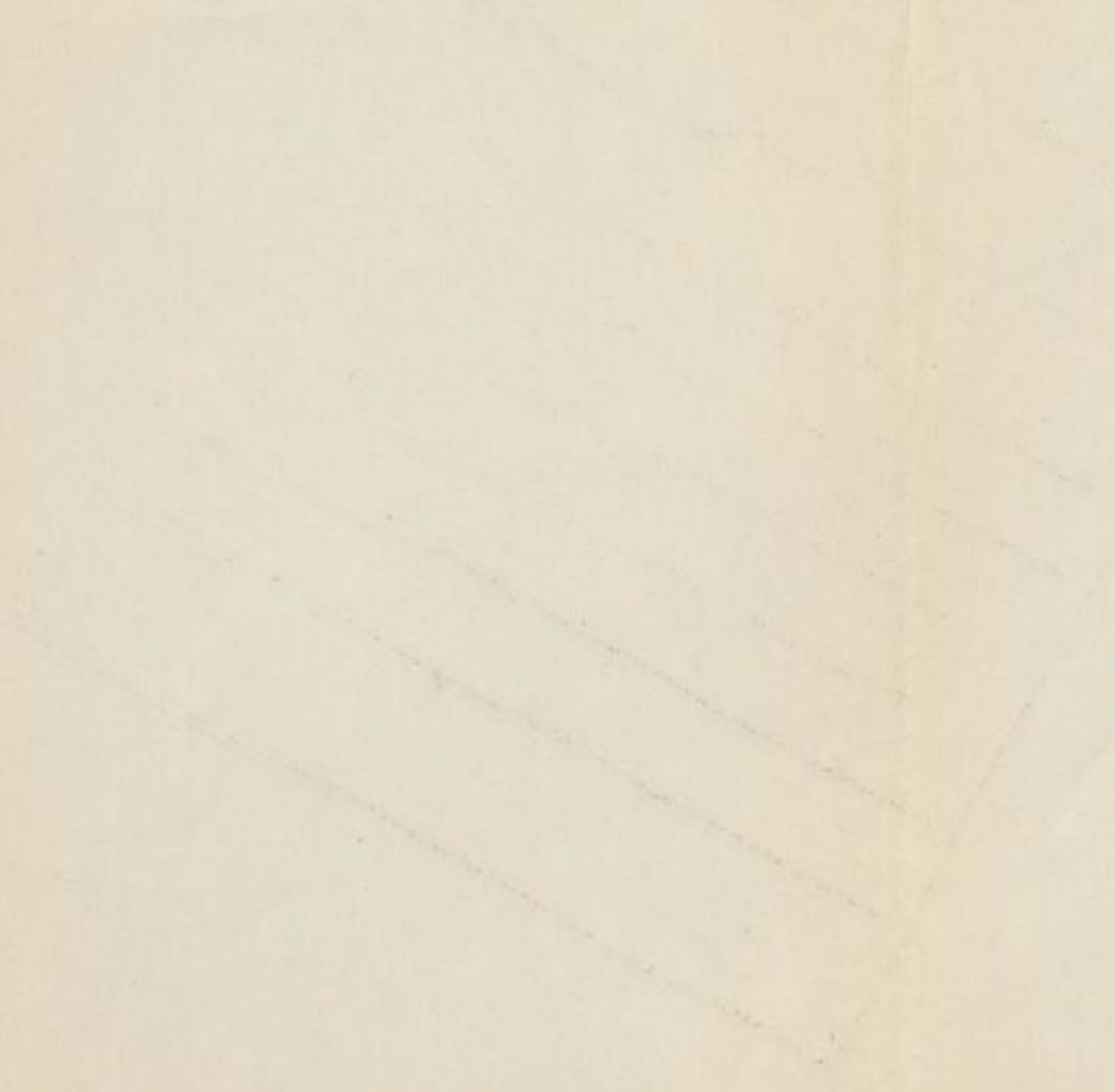


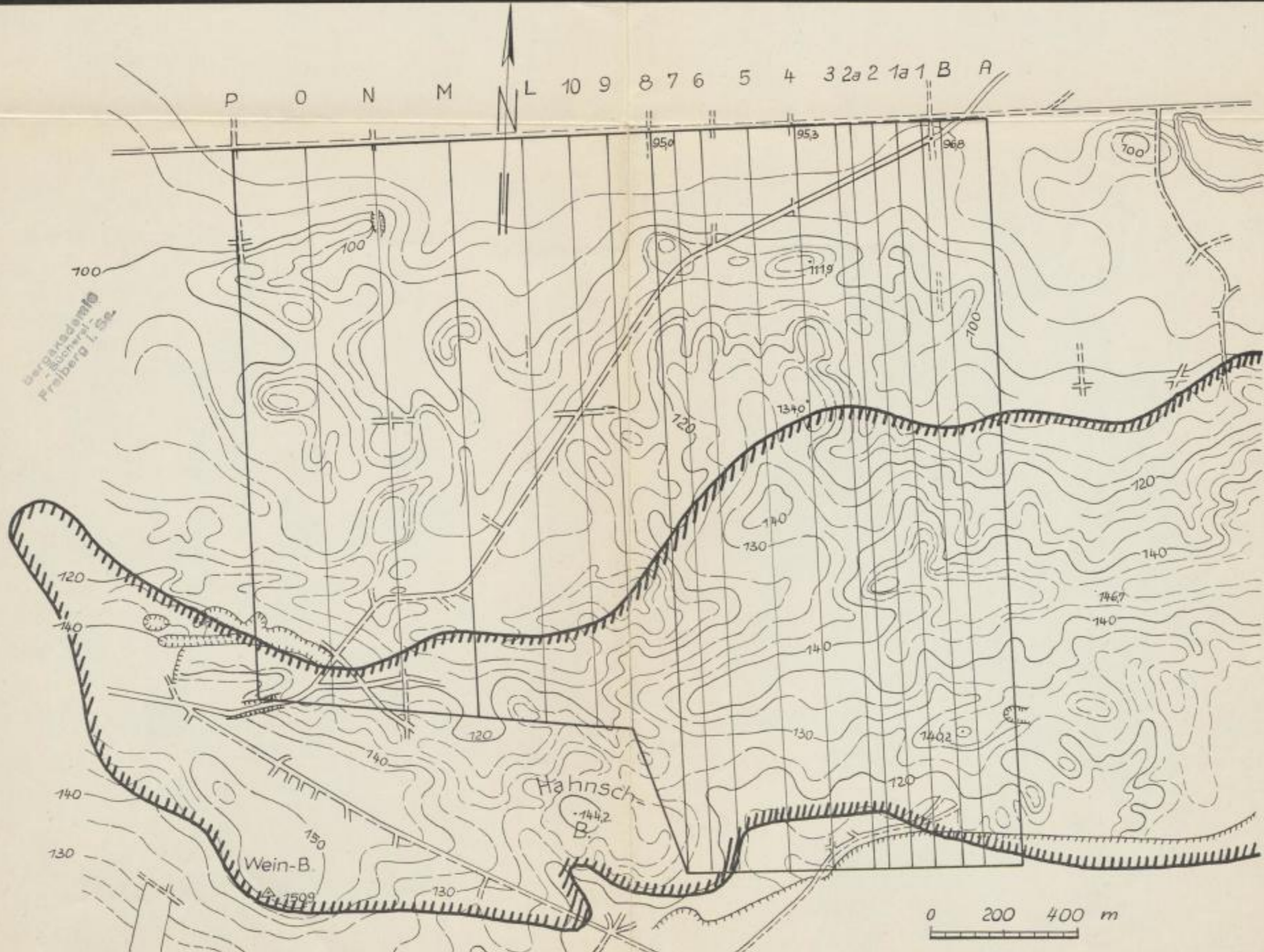
Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

Beilage 6. BKW Plessa, Lagerung des Lausitzer Unterflözes in der Stauchmoräne von Plessa (nach Werksunterlagen). Maßstab 1 : 16 000


Freiburg i. Br.
1800
Bergakademie





Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

 Gebiet der Endmoräne
A 1 Lage der Querprofile

Beilage 7. Lageplan der Profile (Beilage 6) in der Plessaer Stauchmoräne

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.

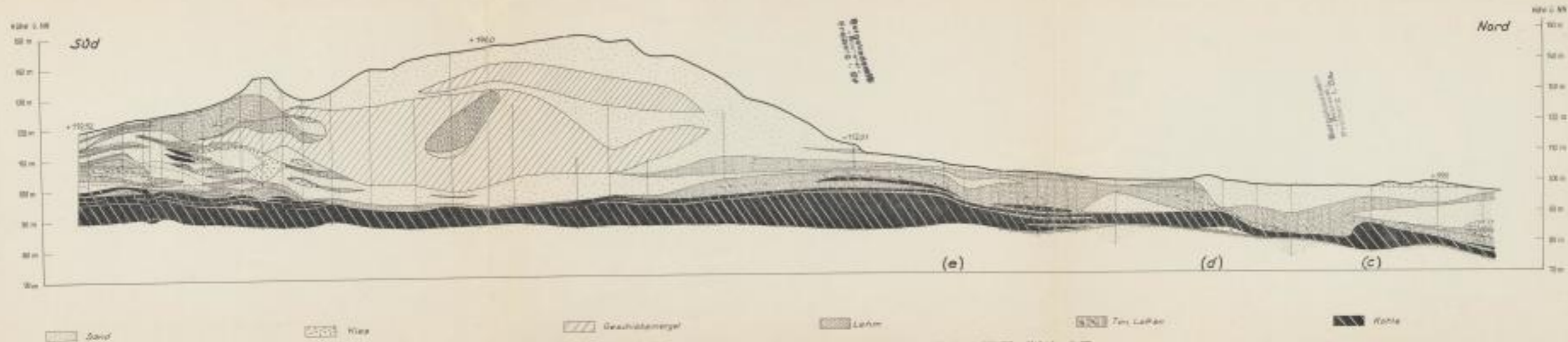


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Anlage 6. Profil durch die südliche Teil der Stadt Freiberg mit Fluss nach Westen und die VED BERG Flucht. Länge Maßstab ca. 1 : 200, Höhen-Maßstab ca. 1 : 100

Die
Bibliothek
Freiberg
1888



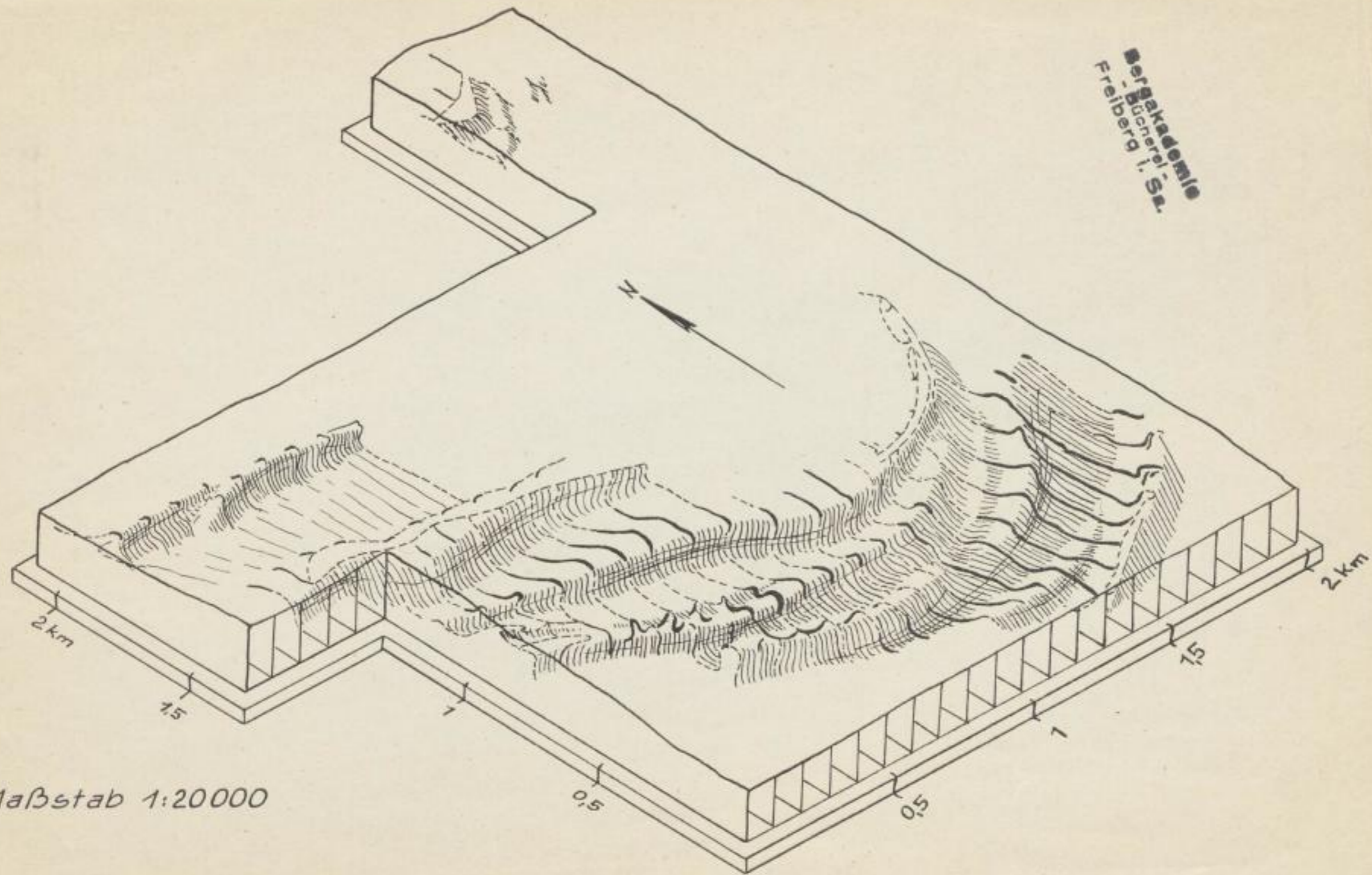
SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Bergakademie
Freiberg i. Sa.



Maßstab 1:20000

Beilage 9. Flözlagerung in der Stauchmoräne von Guben (Gubin) (nach O. ROETHE, 1932)

Freiberg i. S.
Bergakademie

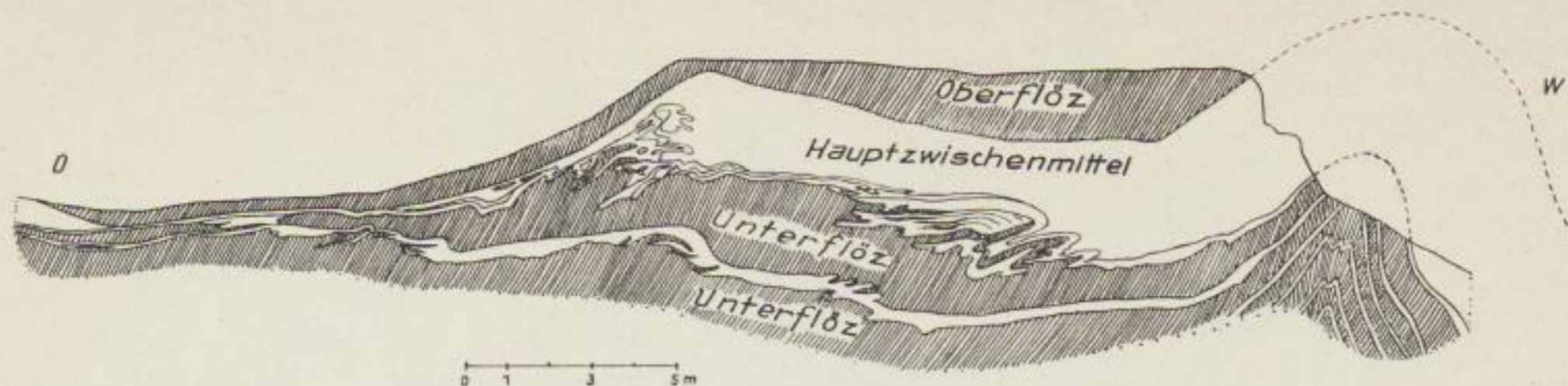


SLUB

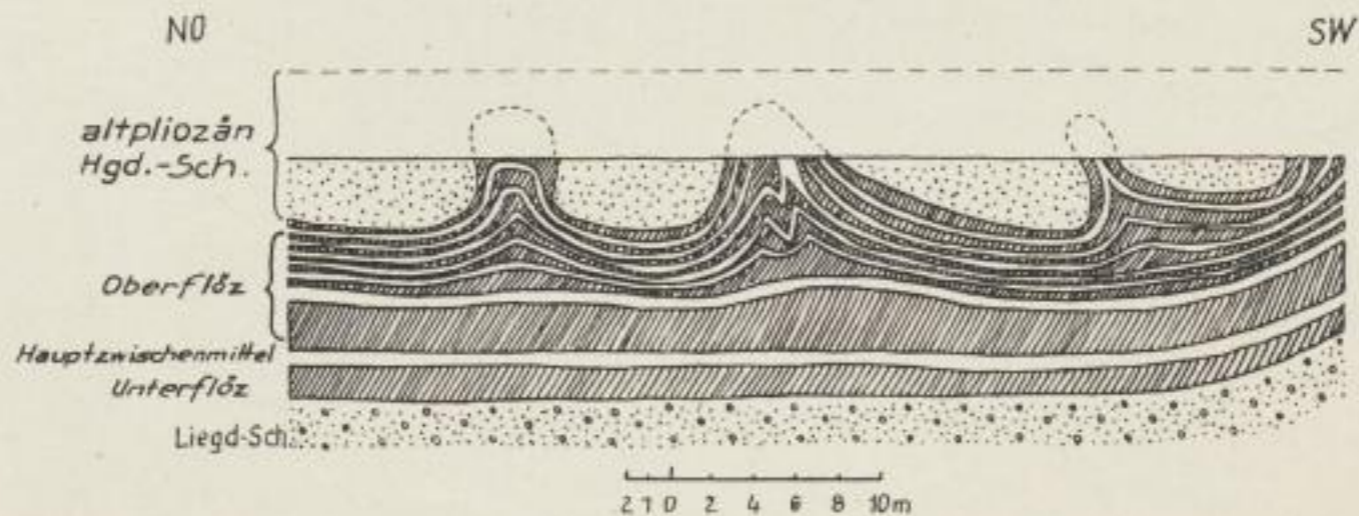
Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Gleitfaltung von Braunkohle und Zwischenmitteln am Ostrand des Westfeldes des BKW Schwandorf/Oberpfalz
(nach H. TILLMANN und E. KIRSCHHOCK, 1954)



Gleitfaltung im Oberflöz der Mulde Steinberg-Ost des BKW Schwandorf/Oberpfalz
des BKW Schwandorf/Oberpfalz (nach H. TILLMANN und E. KIRSCHHOCK, 1954)

Beilage 11

Bergakademie
Bücherei - Sa.
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Bergakademie
- Bücherei -
Freiberg i. Sa.

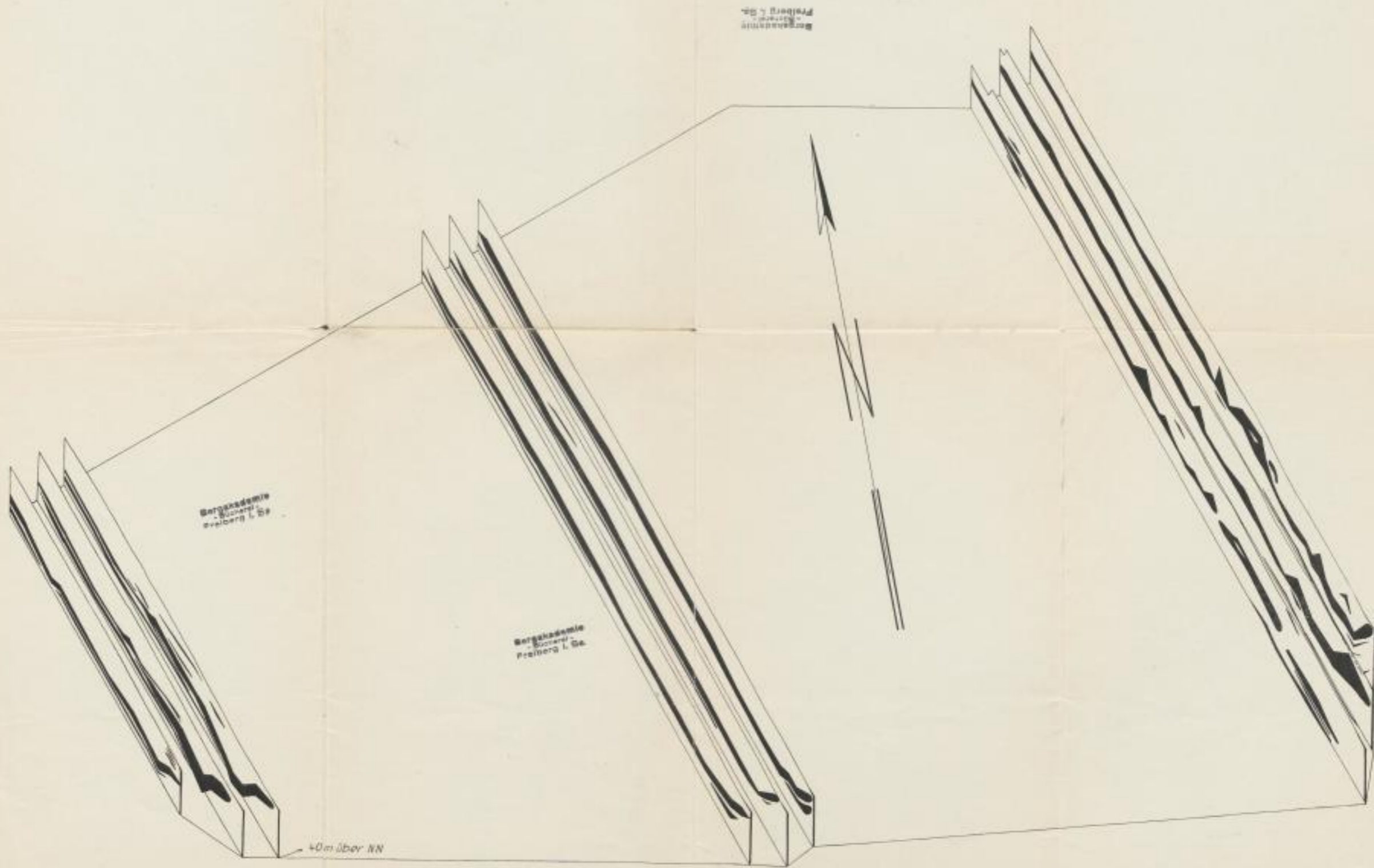
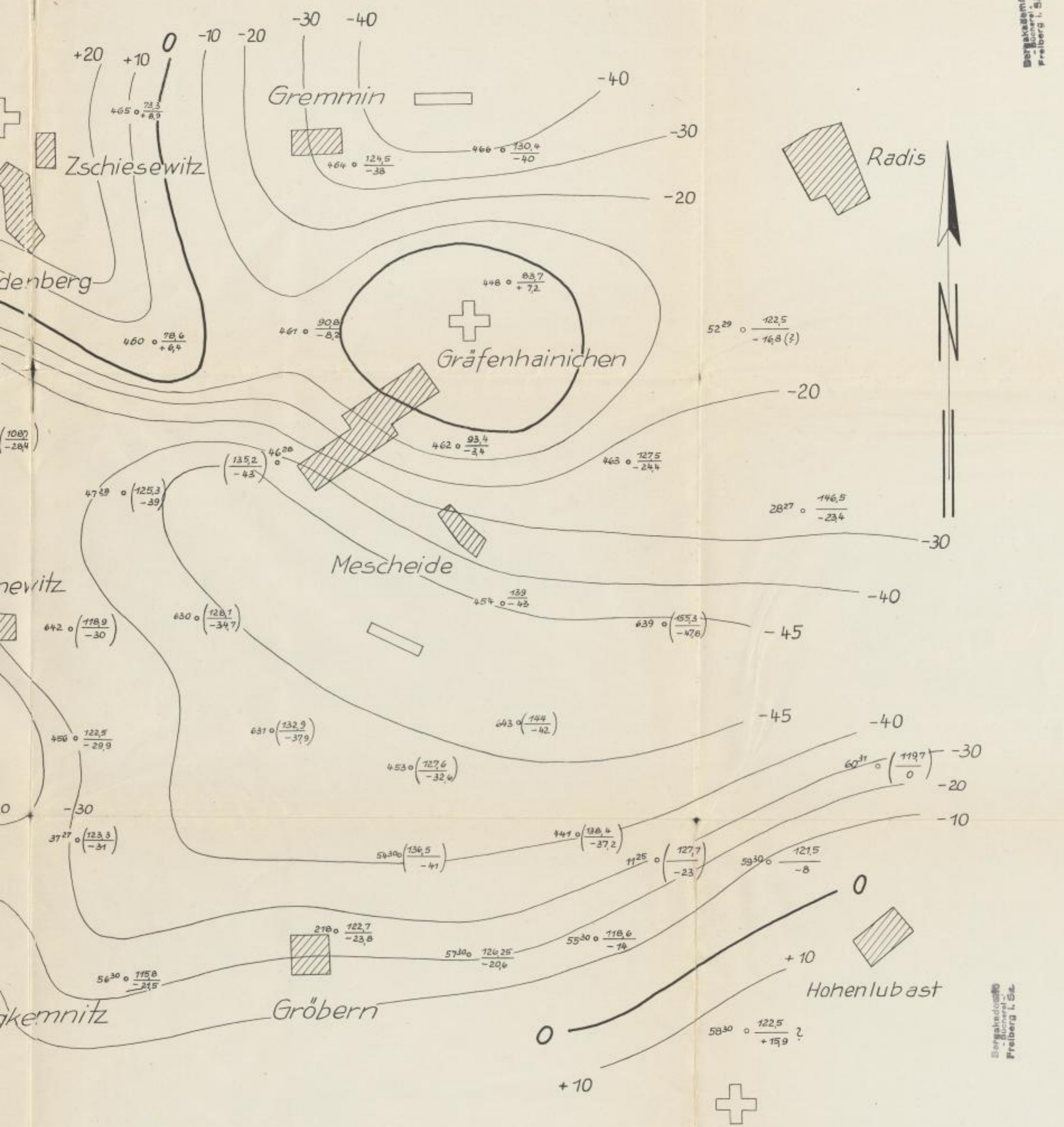


Bild 12. Lagerungsverhältnisse der oberirdischen Bruchzonen im Werra- und Fulda-Graben II südlich Gräbe-Graben. Maßstab: Länge ca. 1 : 300, Höhe ca. 1 : 200



**Isohypsen der prätertiären
Landoberfläche**

im Gebiet Gräfenhainichen - Muldenstein

Quarzporphyr anstehend Isohypsen (bez. auf NN)

$456 \circ \frac{122,5}{-299}$ Nr. der Bohrung $\circ \frac{\text{Teufe}}{\text{Höhe NN.}}$ der Tertiärbasis

$441 \circ \left(\frac{138,4}{-372} \right)$ \circ in $\frac{138,4 \text{ m Teufe}}{-372 \text{ m N.N.}}$ Tertiärbasis nicht erreicht.

- \circ Liegendes des Tertiär: Unterrotliegende Sedimente
- \bullet Liegendes des Tertiär: Quarzporphyr

Im Gebiet östlich Muldenstein: (+45) bei +45m N.N. Kaolin erbohrt

 morphologische Hoch- und Tiefgebiete

Entwurf: Viete

Bergakademie
- Freiberg -
Freiberg i. S.

Bergakademie
- Freiberg -
Freiberg i. S.

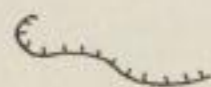
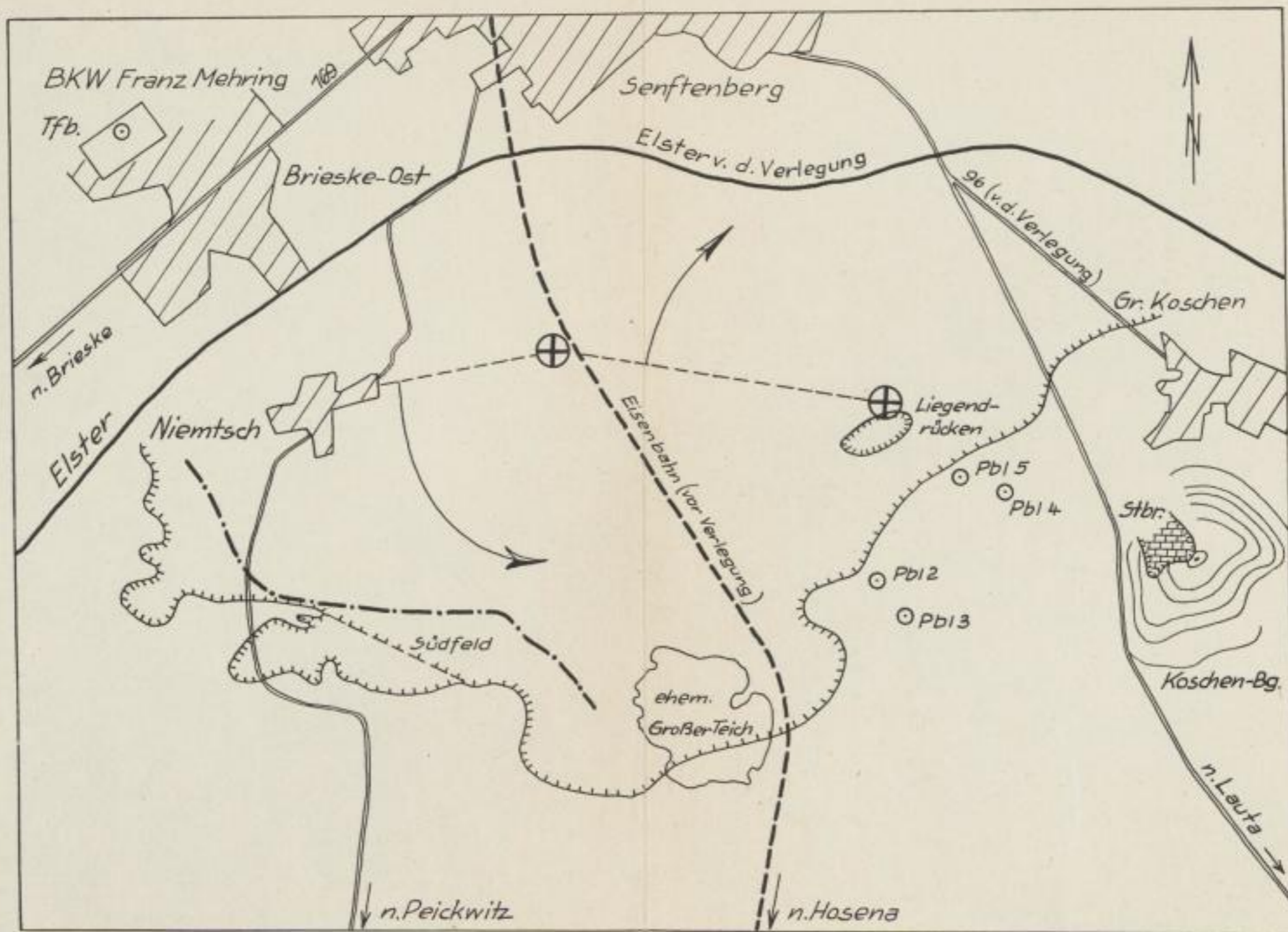


SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG





Grenze des Kohlenfeldes



Muldenachse

Beilage 16. BKW „Franz Mehring“. Lageplan des Braunkohlenfeldes Niemtsch. Maßstab 1 : 37 500

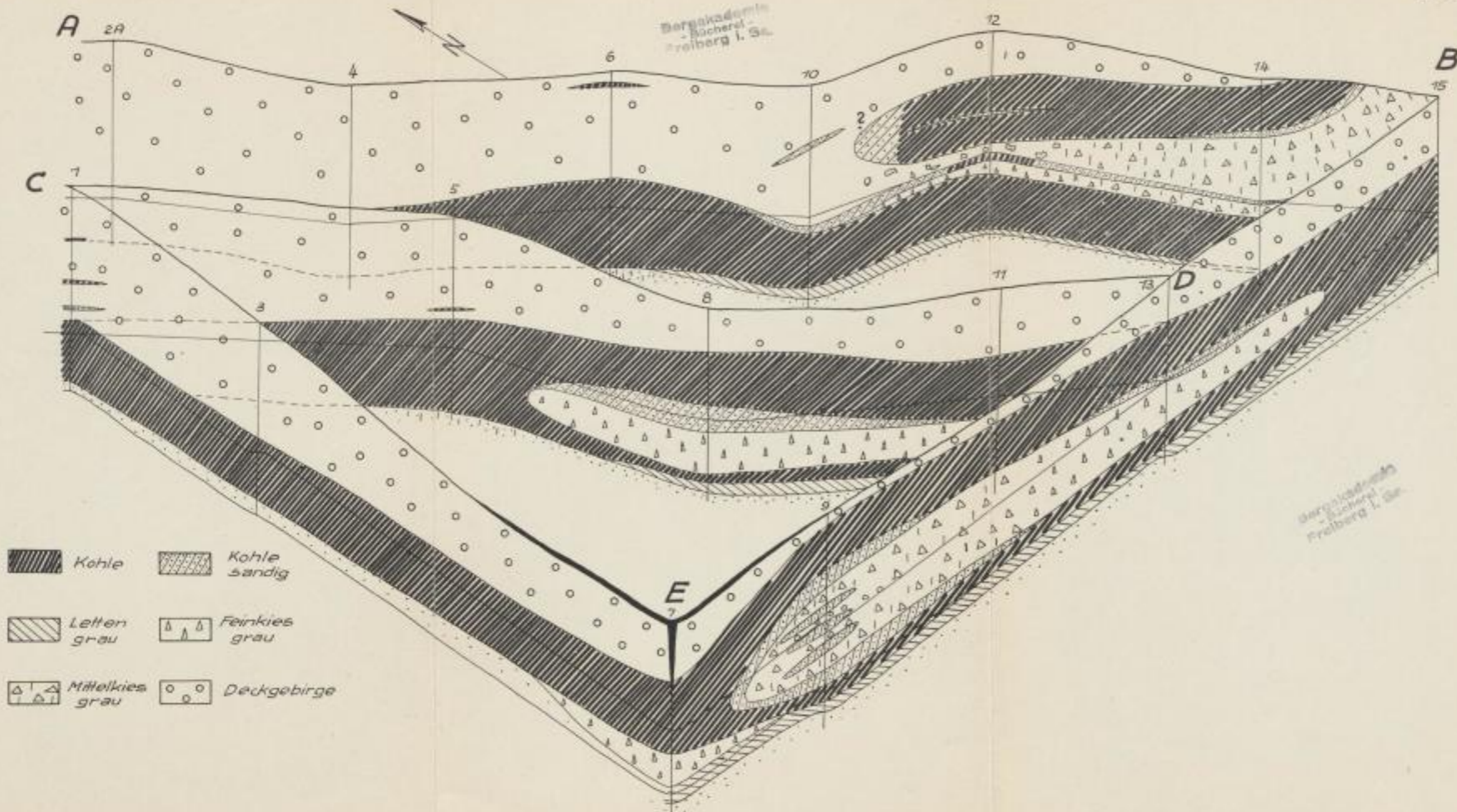
1874
1875
1876

NNW

SSO

Bergakademie
-Bücherl
Freiberg i. Sa.

Bergakademie
-Bücherl
Freiberg i. Sa.



Beilage 17, BKW „Franz Mehring“, SW-Teil des Südfeldes, Höhen ca. 1 : 250, Längen ca. 1 : 1250



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Bergakademie
-Bücherei-
Freiberg i. Sa.



SLUB

Wir führen Wissen.

UNIVERSITÄTSBIBLIOTHEK
FREIBERG



Bücherer
• Bergakademie •
Freiberg i. Sa.

Beilage 10. Band
fehlen!

