

AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN DER DDR
Forschungsbereich Geo- und Kosmoswissenschaften
ZENTRALINSTITUT FÜR PHYSIK DER ERDE

Veröffentlichungen des Zentralinstituts für Physik der Erde
Nr. 50

**Turbidite und Olisthostrome – Sedimentationsphänomene
des Werra-Sulfats (Zechstein 1) am Osthang der
Eichsfeld-Schwelle im Gebiet des Südharzes**

von

Rudolf Meier

Als Manuskript gedruckt
Potsdam 1977

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	7
2.	Problemstellung	9
3.	Paläogeographisch-paläotektonischer Rahmen des Untersuchungsgebietes	11
4.	Untersuchungsergebnisse	14
4.1.	Gradierte Werra-Sulfate und ihre Genesebestimmung	14
4.2.	Brekzien des Werra-Sulfats	18
4.2.1.	Genetische Deutung der Sulfatbrekzien	20
4.2.2.	Der Bewegungsmechanismus des Sulfat-Olisthostroms	24
4.3.	Die Beziehungen zwischen sulfatischen Turbidit- und Olisthostrom-Ablagerungen	24
5.	Die Entwicklung der Sedimentationsverhältnisse an der Eichsfeld-Schwelle und ihre Beziehungen zur Beckensedimentation	26
5.1.	Die Herkunft der turbiditischen und olisthostromaren Umlagerungsprodukte	26
5.2.	Der Umlagerungsvorgang und seine Ursachen	28
5.3.	Die Reichweite der turbiditischen und olisthostromaren Umlagerungen	29
5.4.	Die Tiefe des Südharzbeckens	30
5.5.	Die stratigraphische Einordnung der Umlagerungen	30
5.6.	Die Sedimentgefüge der Becken- und Schwellensulfate und ihre Interpretation	33
5.7.	Zu Randerscheinungen der Turbidit- und Olisthostrom-Genese	35
6.	Das Modell der Sedimentationsverhältnisse an der Eichsfeld-Schwelle und im Südharzbecken	40
7.	Paläotektonische Schlußfolgerungen	42
	Literatur	43
	Anhang (Abbildungen I bis XVII)	

Z u s a m m e n f a s s u n g

Ausgehend von der Analyse werrasulfatischer Sedimentgefüge am Osthang der zechsteinzeitlich wirksamen Eichsfeld-Schwelle und ihrem Vergleich mit bekannten Gefügetypen von Beckensulfaten, kann die Entstehung des Sulfatwalles der Eichsfeld-Schwelle und anderer Sulfatwälle des Zechsteinbeckens erklärt und damit ein Beitrag zur paläotektonischen Entwicklung der Mitteleuropäischen Zechsteinsenke geleistet werden.

Morphologische Vorbedingungen führen zur Ausbildung unterschiedlicher Lösungstiefen und verursachen dadurch unterschiedlich wirksame Eindunstung. Diese bedingt verstärkten Lösungsnachstrom und damit erhöhte Stoffzufuhr zu den Schwellengebieten. Es entsteht ein starkes Konzentrationsgefälle, das über den Untiefen intensive Sulfatabscheidung, in den Beckenräumen jedoch wegen dort nur allmählich zunehmender Lösungskonzentration die Bildung von geringmächtigen Sulfatlaminaten hervorruft. Bei sich angleichender Lösungskonzentration gelangen Flaseranhydrite, zugleich auf die Schwellenhänge übergreifend, zur Ablagerung. Mehrfach sich wiederholende Lösungsverdünnungen und nachfolgende Konzentrationen erzeugen rhythmisch sich wiederholende Konzentrationsgefälle mit stark unterschiedlichen Sedimentationsraten über Schwellen- und Beckenregionen. Am Schwellenhang bildet sich allmählich eine Sedimentationsterrasse. Längere Perioden anhaltender Lösungsverdünnung bedingen stabile Konzentrations- und Mächtigkeitsungleichgewichte. Sedimentumlagerungen sind die Folge. Die Resedimentation erfaßt zunächst das Lockermaterial der Schwellen. Es entstehen Sulfatturbidite, die auf Grund des Transportmechanismus von Trübeströmen auch über die Schwellenhänge hinaus in benachbarte Beckenräume getragen werden (distale Turbidite) und dort eine Mächtigkeitsaufblähung der Laminite verursachen. Bei extremen Mächtigkeitsungleichgewichten geht die turbiditische Resedimentation in die Umlagerung teilverfestigter und verfestigter Materialien über. Es entstehen Sulfat-Olisthostrome (Osthang der Eichsfeld-Schwelle).

S u m m a r y

The origin of the so-called wall sulphates in the zechstein basin can be explained on the basis of an analysis of werra-sulphatic fabrics at the eastern slope of the Eichsfeld swell and their comparison with the well-known fabrics of basin sulphates.

Morphological preconditions lead to different solution depths, and to an evaporation of different effectivity, thus giving rise to a higher supply of solution and soluted material to the shoals. The strong differences of the concentrations cause an intensive sulphate deposition above the shoals, whereas in neighbouring basins there develop sulphatic laminates of small thickness. After the concentration of the solution has assimilated the deposition of so-called flaser anhydrites takes place. These sulphates spread over the basin as well as overlap the slope of the swell. The dilutions and the following concentrations repeatedly cause rhythmically fluctuating concentrations and strong differences of deposition rates above the swell and over the basin areas. At the slopes of the swell terraces of thick sediments are gradually built up. Longer periods of persistent dilution generate a stable nonequilibrium of concentration and deposition in the various regions mentioned above. Consequently,

there is resedimentation, sulphatic turbidites arise, which are partly carried over the slopes of the swells into neighbouring basins, where they cause a thickening of the laminites. The turbiditic resedimentation develops into the formation of olisthostromes if the nonequilibrium of the sedimentary thickness of the swell and the basin regions is extremely large (e.g., the eastern slope of the Eichsfeld swell).

R é s u m é

Se basant sur une analyse des textures sédimentaires sulfatées dans la série de la Werra, à la pente orientale du seuil d'Eichsfeld actif au cours du Zechstein (Permien supérieur), et sur leur comparaison avec les types de texture connus des sulfates de bassin, on peut éclaircir l'origine du rempart de sulfate du seuil d'Eichsfeld et d'autres remparts de sulfate du bassin zechsteinien.

Les conditions préliminaires morphologiques conduisent à former une diversité de profondeurs de solution, qui donne lieu à une évaporation d'une efficacité différente. Par conséquent, le flux de solution consécutif augmente en même temps que s'accroît l'apport de matière vers les seuils. Il se forme une forte gradation de concentration produisant une séparation de sulfate intensive au-dessus des hauts-fonds, mais causant dans les bassins, par suite de la concentration de solution y augmentant par degrés seulement, la formation de laminites minces. Il se dépose, en présence d'une concentration de solution assimilante, des anhydrites filamenteuses qui recouvrent aussi les pentes des hauts-fonds. Des dilutions répétées de la solution suivies de concentrations produisent, au-dessus des régions de seuil et de bassin, des gradations de concentration répétées de manière rythmique à taux de sédimentation fortement différents. Il se forme peu à peu une terrasse de sédimentation à la pente de seuil. De plus longues périodes de dilution continue renferment des inéquilibres stables de concentration et d'épaisseur, ce qui a pour conséquence des redépôts sédimentaires s'emparant en premier lieu des sédiments meubles des seuils. Il se forme des turbidites de sulfate que le mécanisme de transport des courants troubles porte au delà des pentes de seuil même dans des régions de bassins voisins (turbidites distaux), et qui donnent lieu à un gonflement d'épaisseur des laminites en ces endroits. En présence d'inéquilibres extrêmes de l'épaisseur, la resédimentation turbiditique tourne en une resédimentation de matériaux partiellement ou bien entièrement solidifiés. Il se forme des olisthostromes de sulfate (pente orientale du seuil d'Eichsfeld).

Р е з ю м е

Образование мощного сульфатного вала серии Верра (цехштейн I) на восточной окраине порога Зейксфельда в северной части Тюрингской впадины можно объяснить с помощью сравнения литологических структур сульфатов вала и соседних бассейнов. Во время накопления сульфатных осадков серии Верра глубина бассейна была различной. Порог Зейксфельда был мелководной зоной. При испарении сюда усиленно притекали рассолы и происходила интенсивная их концентрация, вследствие чего шло быстрое осаждение значительной массы сульфатов на склоне порога. В пределах глубоководной зоны в прогибе, где рассолы концентрировались медленнее; создавались условия для накопления ламинитовых (тонкослоистых) ангидритов небольшой мощности. Вместе с тем, на склоне порога регулярно происходило перераспределение осадочного материала. Сульфатные слабо сцементированные осадки перемещались в виде мутьевых потоков по склону порога в соседний прогиб и образовывали турбидитовые прослои среди ламинитовых ангидритов, увеличивая тем самым их мощность. Когда концентрация рассолов на склоне порога и в соседнем прогибе выравнивалась, во всем бассейне формировались флазерные сульфаты.

Такие условия осадконакопления привели к постепенному образованию на окраине порога Зейксфельда сульфатного вала с крутым склоном, обращенным к прогибу. В конце этапа формирования сульфатного вала серии Верра возникали условия для перераспределения частично или полностью затвердевшего осадка и образования сульфатных олисто-стром.

1. Einleitung

In der vorliegenden Arbeit werden synsedimentäre Umlagerungen aus den mehr als 300 m mächtigen Wallsulfaten der Werra-Serie (Zechstein 1) vom Osthang der Eichsfeld-Schwelle beschrieben und genetisch erklärt. Es handelt sich um Turbidite und Olisthostrome.

Während Trübestromabsätze aus karbonatischen Ablagerungen geosynklinaler Räume gut gesichert sind (MEISCHNER 1964), ist ihr Vorkommen in Karbonaten und Kalziumsulfaten - letztgenannte werden im folgenden abkürzend nur als Sulfate bezeichnet - salinarer Sedimentbecken bisher nur vereinzelt nachgewiesen worden. Sulfat-Turbidite werden in den Salinarfolgen des messinianischen Mittelmeerbeckens vermutet (vgl. Sammelband Messinian Events), Karbonateinschaltungen in Karbonat-Sulfat-Laminiten der mitteldeutschen salinaren Muskeg-Formation des Elk-Point-Beckens Kanadas sind von DAVIES & LUDLAM (1973) als distale Turbidite beschrieben worden. Im Mitteleuropäischen Zechsteinbecken wurden Sulfat-Turbidite aus der Werra-Serie von MEIER (1975) bekanntgemacht. Olisthostrome, Ausdruck gesteigerter Formen synsedimentärer Umlagerungen und eines engen Zusammenhangs zwischen Sedimentation und paläotektonischer Aktivität, waren bis zu ihrer Auffindung in den werrazeitlichen Wallsulfaten am Osthang der Eichsfeld-Schwelle aus Salinarbecken unbekannt. Dies bedeutet jedoch nicht, daß der Typ der brekziösen synsedimentären Umlagerungen unbeobachtet geblieben wäre. Bereits v. GAERTNER (1932) glaubte in den brekziösen Bildungen der Werra-Sulfat-Aufschlußgebiete des südlichen Harzrandes synsedimentäre Erscheinungen zu erkennen. HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) griffen diesen Gedanken wieder auf. Sie unterschieden in den werrazeitlichen Wallsulfaten am Westhang der Eichsfeld-Schwelle sedimentäre Brekzienbänke und parautochthone Gleitschollen von Dekameterausmaß und brachten deren Genese in einen ursächlichen Zusammenhang mit der Schwellenentwicklung.

Die sedimentäre Natur dieser Erscheinungen wurde in der Vergangenheit jedoch häufiger negiert als erkannt, indem man enge Beziehungen zwischen der Brekzierung der Sulfate und oberflächennaher rezenter und/oder fossiler Auslaugung herstellte. Diese Ansicht war auch so lange verständlich, als die Beobachtung auf vergipste Sulfataufschlüsse begrenzt blieb. Aber obwohl HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) das Auftreten von bedeutenden Lagerungsdisharmonien auch im unvergipsten Werra-Anhydrit nachdrücklich betonten und zahlreiche Beweise für deren synsedimentäre Entstehung zusammentrugen, stießen sie nicht nur bei LOTZE (1957, S. 205, 206) oder BORCHERT (1959, S. 23) auf Ablehnung. Die ablehnende Haltung gegenüber synsedimentär-klastischen Umlagerungen von relativ hochsalinaren Abscheidungen wie den Werra-Sulfaten wurde in der Literatur kaum mit hinreichenden Argumenten begründet. Sie kam eher dadurch zum Ausdruck, daß man überzeugt war, die bekannte Gliederung der werrazeitlichen Beckensulfate auf die zeitäquivalenten mächtigen Sulfatwälle übertragen zu können.

Die Ursachen, warum klastische Umlagerungen salinärer Gesteine bisher wenig Anerkennungsbereitschaft fanden, dürften vielgestaltig sein, aber zum Teil darauf beruhen, daß bei der Untersuchung salinärer Formationen vorwiegend physikochemische, geochemische und petrologisch-mineralogische Forschungsmethoden eingesetzt wurden. Dagegen verwendete man die lithologische Analyse vor allem zur Detailgliederung der verschiedenen salinaren Formationsglieder, also als Ersatz für die in hochsalinaren Ablagerungen weitgehend ausfallende Biostratigraphie. Da ihr Erfolg auf diesem Gebiet jedoch ein-

deutig zu nennen ist, denn mit keiner anderen Methode konnten so ausgefeilte und für große Räume geltende Untergliederungen fast aller Zechsteinhorizonte aufgestellt werden (u.a. JUNG 1958), dürfte es einleuchten, daß bei lithologischen Analysen der Salinargesteine auch Merkmale erkannt wurden, die zu neuen genetischen Aussagen anregten. Als Beispiel sei auf die Feststellung von Polygonstrukturen im Kalilager Staßfurt durch ZÄNKER (1970) verwiesen, die ein zeitweises Trockenfallen von Teilen des Zechsteinbeckens während der staßfurtzeitlichen Kalisalzabscheidung sehr wahrscheinlich machen.

Die vorwiegend physikochemische Betrachtung salinärer Bildungsbedingungen hat, so sinnvoll und erfolgreich sie im ganzen auch gewesen sein mag, den geologischen Einflußfaktoren eine mehr passive Rolle zugewiesen, sie weitgehend auf die Bereitstellung des Sedimentationsraumes und seine morphologische Gliederung beschränkt. Sie hat in den meisten von ihr geprägten Salinarmodellen den Sedimentationsraum gleich tief genug gewählt, um alle zu erwartenden salinaren Ablagerungen aufnehmen zu können (z.B. SCHMALZ 1969). Zugleich wurde der aktive geologische Einfluß vor allem an den Rand der salinaren Bildungsräume verlegt (Barre) und ihm an dieser Stelle der Rang eines Steuermechanismus für den notwendigen Nachstrom frischer Lösungen zugeschrieben. Die Kompliziertheit und der Wechsel der Salinarfolgen in den verschiedenen Salinarbecken haben indes zu ständigen Modifikationen der fast stets summarisch bewerteten geologischen Einflußfaktoren geführt, aber die großen Räume salinärer Sedimentation wurden frei gehalten für ein möglichst reines Wechselspiel klimatischer und physikochemischer Prozesse. Die Analyse der Entwicklung der von OCHSENIUS (1877) modellierten Barrentheorie läßt diesen Gang der Dinge deutlich hervortreten (MEIER 1976).

Die Unterschätzung der Bedeutung von synsedimentären Umlagerungen salinärer Ablagerungen ist zugleich eine Unterbewertung synsedimentärer Absenkungsvorgänge, also des Beckenbildungsprozesses während halogener Entwicklungsphasen. In der vorliegenden Arbeit soll nachgewiesen werden, daß, im Gegensatz zu anderen Annahmen (siehe z.B. LOTZE 1957, BORCHERT 1959), salinare Ablagerungen unter bestimmten Bedingungen sowohl unmittelbar nach der Sedimentation als auch noch während bestimmter Diagenesestadien eine erhebliche, zu Umlagerungen neigende Teilbeweglichkeit besitzen, die von zeitgleicher Tektonik aktiviert werden kann.

Für die freundliche Hilfe, die mir bei den Geländearbeiten gewährt wurde, möchte ich mich bei den Betriebsleitungen der Anhydritwerke Niedersachswerfen des VEB Leunawerke "Walter Ulbricht" und des VEB Modellgips Ellrich herzlich bedanken. Dem Direktor des Zentralinstituts für Physik der Erde der Akademie der Wissenschaften der DDR, Herrn Professor Dr. hab. H. Kautzleben, gilt mein Dank für die Genehmigung zur Veröffentlichung dieser Arbeit. Herrn Professor Dr. sc. K.-B. Jubitz und meinen Kollegen Dr. sc. Lützner und Dr. G. Schwab danke ich für die sorgfältige Durchsicht des Manuskripts und für zahlreiche Anregungen. Herrn Paschke habe ich für die Anfertigung der Zeichnungen zu danken.

2. Problemstellung

Der Südrand des Harzes wird von einem WNW—ESE verlaufenden Aufschlußband des Zechsteins begleitet (Abb. 1), in dem sehr unterschiedliche Werra-Sulfat-Mächtigkeiten anzutreffen sind. Die größten Mächtigkeiten finden sich beiderseits der meridional orientierten Eichsfeld-Schwelle, also an deren Hängen (sogenannte Wallsulfate, örtlich mehr als 300 m), während sich normalmächtige Werra-Sulfate (Beckensulfate, durchschnittlich 80 bis 60 m) östlich und westlich an die Zonen der Wallsulfate anschließen. Diese Situation verdeutlicht, daß das Zechsteinaufschlußgebiet am Harz-Südrand ein Querprofil über eine wenigstens werrazeitlich wirksame interne Schwelle und benachbarte Beckenregionen des Mitteleuropäischen Zechsteinbeckens darstellt. Die Wallsulfate des östlichen Schwellenhangs sind nicht in ihrer Gesamtmächtigkeit aufgeschlossen, nur etwa das obere Drittel ist der direkten Untersuchung zugänglich. Eine nach Bohrdaten der Anhydritwerke Niedersachswerfen durchschnittlich 20 m umfassende oberflächennahe Zone des Werra-Anhydrits ist vollständig vergipst.

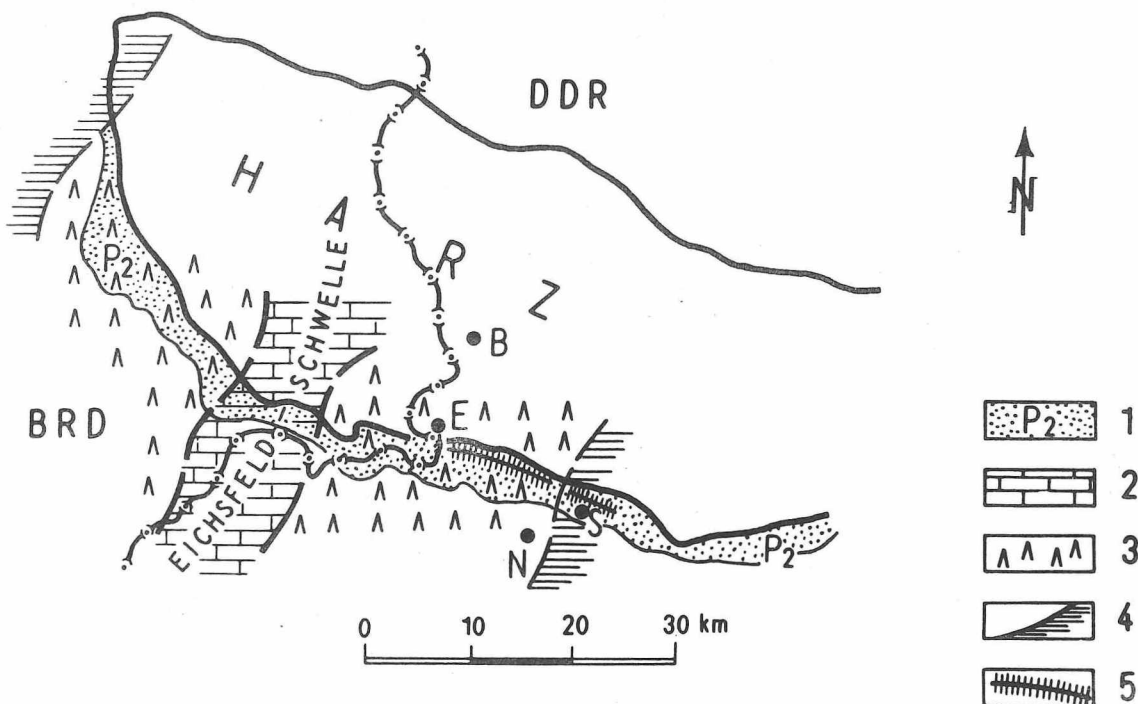


Abb. 1 Zechsteinausstrich am südlichen Harzrand. Zentrale Eichsfeld-Schwelle und westlicher Schwellenhang nach HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955), östlicher Schwellenhang nach MEIER (1975)

- 1 - Zechsteinausstrich, 2 - zentrale Schwellenregion zur Werra-Zeit,
 3 - Werra-Sulfate des Schwellenhangs, 4 - Werra-Sulfate der Beckenregion, 5 - Aufschlußgebiet des Werra-Sulfats,
 B - Benneckenstein, E - Ellrich, N - Nordhausen, S - Steigerthal

In den aufgeschlossenen Werra-Sulfaten des östlichen Hanges der Eichsfeld-Schwelle und der benachbarten Beckenregion konnte MEIER (1975) Turbidite nachweisen und die vom Westhang bekannte Verbreitung sulfatischer Brekzien (HERRMANN & RICHTER-BERNBURG 1955) auch für die Ostseite bestätigen. Das 1975 entwickelte Modell werrazeitlicher Sedimentationsverhältnisse an einer beckeninternen Schwellenregion soll in dieser Arbeit anhand weiterer Untersuchungen präzisiert werden. Dabei sind die folgenden Ausführungen vorwiegend den brekziösen Bildungen und dem Prozeß ihrer Genese gewidmet. Es werden jedoch auch einige neue, die Turbidite betreffende Erkenntnisse mitgeteilt und ein Modell der Beziehungen zwischen Wall- und Beckensedimentation entwickelt.

Die Untersuchungen ermöglichen, den Beckenbildungsprozeß der Mitteleuropäischen Zechsteinsenke während der frühen Hauptabsenkungsetappe (TESCHKE & SCHWAB 1977) differenzierter zu beurteilen, Vergleiche mit dem Verhalten anderer Schwellen vorzunehmen und Hinweise auf die zeitgleiche Entwicklung des nördlich anschließenden zentralen Senkenraumes zu vermitteln.

3. Paläogeographisch-paläotektonischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Die zu behandelnden Aufschlüsse (Abb. 2) gehören dem Osthang der Eichsfeld-Schwelle und dem östlich benachbarten Beckenraum an, der vereinfachend als Südharzbecken bezeichnet werden soll, der aber nur den Westteil einer von Norden tief ins Thüringer Becken greifenden werrazeitlichen Bucht bildet. Bezogen auf die paläotektonischen Gegebenheiten des Permosiles (u.a. LUDWIG 1977, SEIDEL 1974, STEINER 1974; Abb. 3), scheint die zentrale Eichsfeld-Schwelle am südlichen Harzrand der Oberharz-Schwelle zu folgen, was durch eine sehr spitzwinklige Durchkreuzung beider Elemente bedingt ist. Die werrazeitlichen Ablagerungen des östlichen Schwellenhanges liegen über dem Ilfelder Rotliegendbecken, während die zeitgleichen, östlich anschließenden Beckenabsätze über der Unterharz-Schwelle und den westlichen Ausläufern der Saale-Senke sedimentiert wurden. Aus der Tatsache, daß die zentrale Eichsfeld-Schwelle nur von einige Meter bis zu einige zehn Meter mächtigen Werra-Sulfaten bedeckt wird, tiefere Werra-Horizonte (Kupferschiefer, Zechsteinkalk, untere Werra-Sulfate) an ihren Hängen auskeilen (LANGBEIN & SEIDEL 1960), ist zu schließen, daß sie während der werrazeitlichen Entwicklung zunächst insel- oder halbinselartigen Charakter besaß und später als Untiefe fungierte. Sie bildet ein bemerkenswertes, meridional verlaufendes morphologisches Element, das die Beckenräume der Hessischen Senke und Thüringens weitgehend trennt, dagegen verlieren die älteren tektonischen Hauptelemente dieses Raumes, zum Beispiel die Unterharz-Schwelle, ihre in variszischer Zeit erlangte Bedeutung immer mehr. Der südöstliche Rand der unterpermischen Saale-Senke bleibt als nördlich begleitendes Element des Schwarzburg-Nordsächsischen Antiklinoriensystems auch während des Zechsteins 1 sedimentationskontrollierend und ist für die Anhäufung nordwestlich vorgelagerter werrazeitlicher Wallsulfate verantwortlich (Abb. 3). Innerhalb dieses grob skizzierten Rahmens sind die Mächtigkeitsverteilung und die Sedimentgefüge der Werra-Sulfate des Untersuchungsgebietes zu bewerten und einzuordnen.

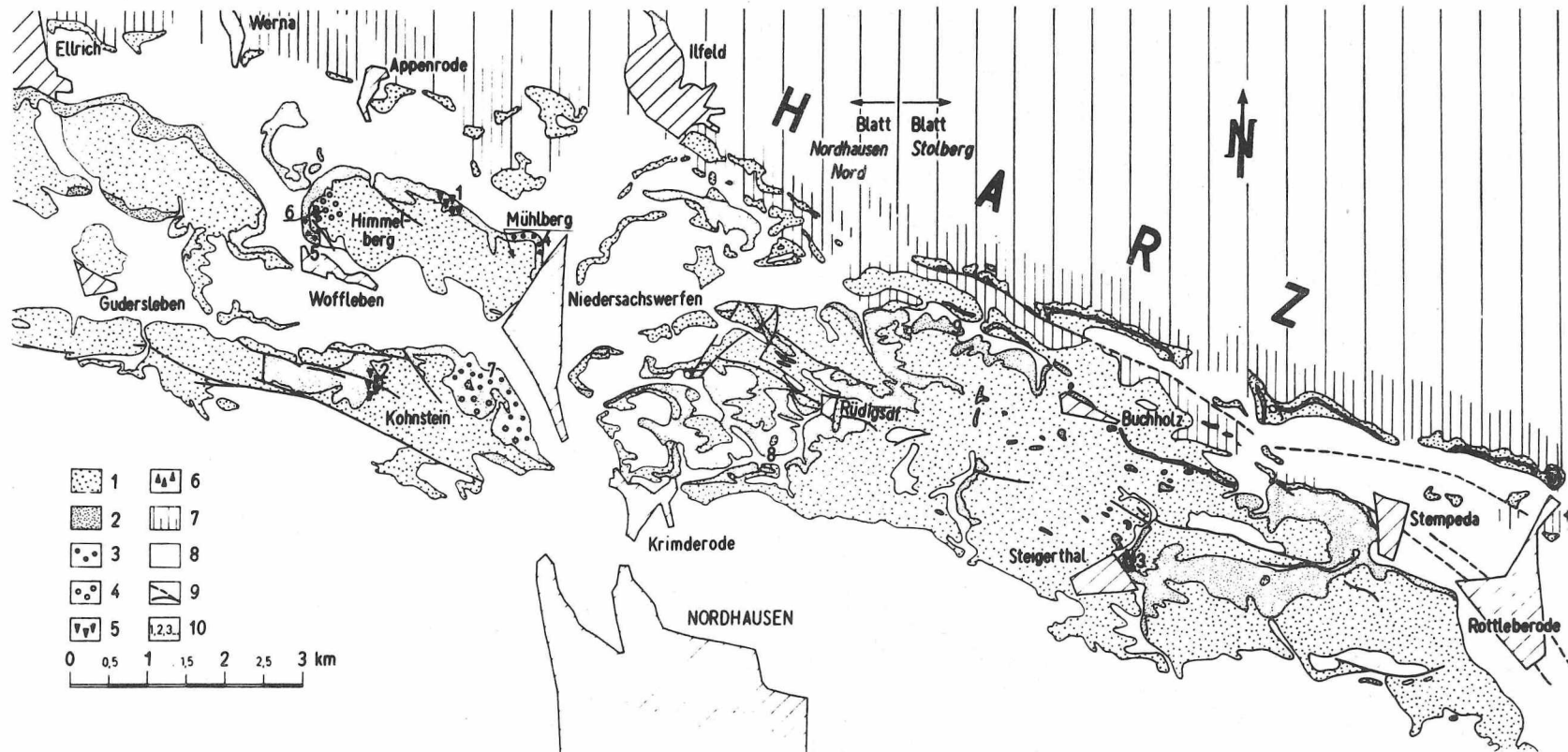


Abb. 2 Aufschlußsituation im Arbeitsgebiet nach geologischen Spezialkarten im Maßstab 1 : 25 000, Blatt Nordhausen-Nord und Blatt Stolberg

1 - Zechstein außer Werra-Sulfat, 2 - Werra-Sulfat, 3 - Werra-Sulfat-Olisthostrom in Übertageaufschlüssen, 4 - Werra-Sulfat-Olisthostrom in Stollenaufschlüssen, 5 - Werra-Sulfat-Turbidite des Schwellenhangs, 6 - distale Turbidite, 7 - Unterperm und älter, 8 - Buntsandstein und jünger, 9 - Störungen, 10 - Aufschlußgebiete

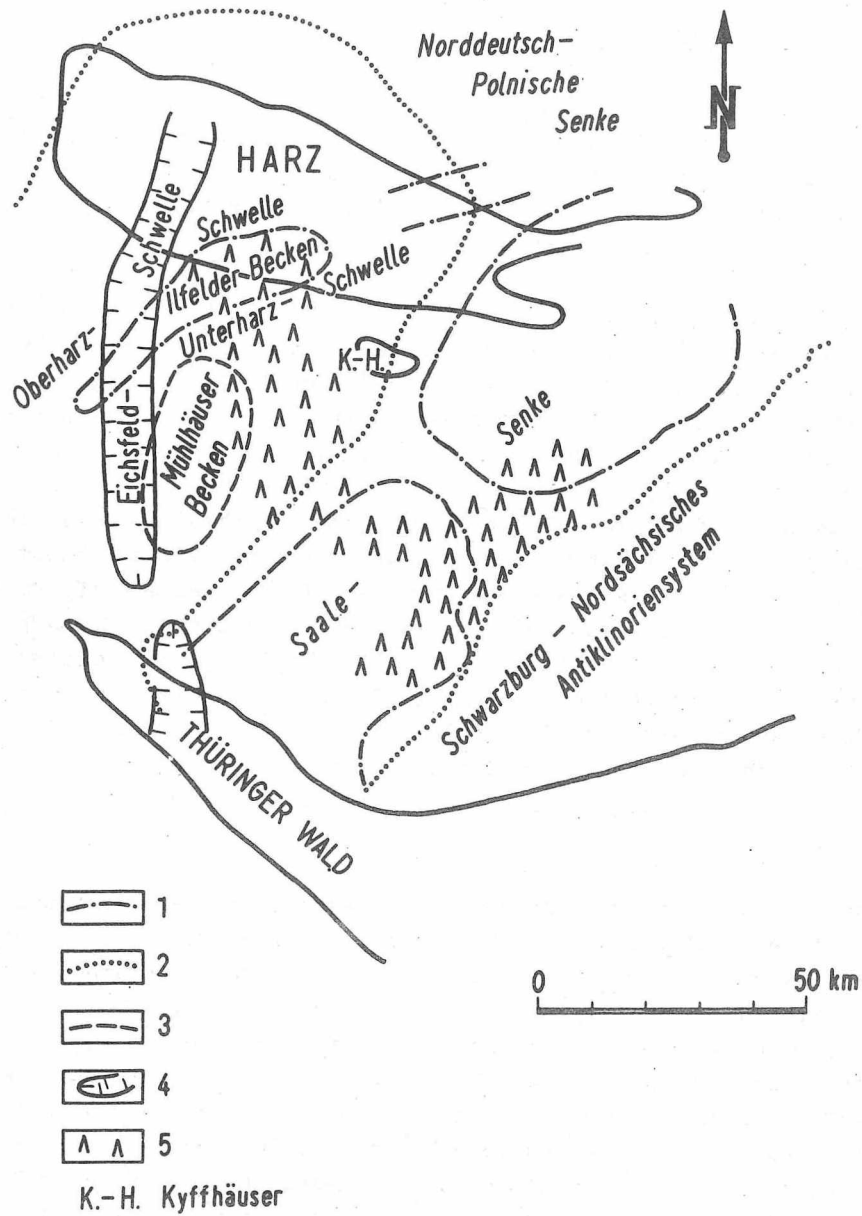


Abb. 3. Paläogeographische Elemente des Präezechsteins nach Zusammenstellungen von LUDWIG (1977), Lage der frühoberpermischen Eichsfeld-Schwelle und Verbreitung werrazeitlicher Wallsulfate im thüringischen Raum nach SEIDEL (1974).

1 - autonische Elemente, 2 - saxonische Elemente, 3 - autonisches Element mit stabiler Lage während des Saxons, 4 - werrazeitliche Schwellen, 5 - Wallsulfate

4. Untersuchungsergebnisse

4.1. Gradierte Werra-Sulfate und ihre Genesebestimmung

Die gradierten Folgen des Werra-Sulfats bieten das Bild gebankter Serien (Anhang, Abb. I). Die Bänke besitzen Mächtigkeiten von einigen Zentimetern, vorherrschend Dezimetern, erreichen aber auch Meterdicke. Sie werden von ebenfalls unterschiedlich mächtigen "Zwischenmitteln" getrennt. Bänke und nachfolgende "Zwischenmittel" bilden rhythmisch geordnete sedimentologische Einheiten.

Örtlich beginnen die basalen Teilbereiche solcher Einheiten mit sulfatisch-grobklastischen, konglomeratartigen Ablagerungen (Teilschicht 1, Anhang, Abb. II, Aufschluß 2, Abb. 2). Genauere Analyse lehrt, daß das grobe Sulfatmaterial ein breites Korngrößenspektrum aufweist. Zwischen großen Klasten im Zentimeter- und manchmal bis in den Dezimeterbereich und feinkörniger Grundmasse sind alle Übergänge vorhanden. Der Sortierungsgrad ist folglich gering. Die sulfatische Matrix ist in verschiedenem Maß karbonatisch durchsetzt, so daß sie stets dunkler gefärbt ist als die Klasten. Die Einzelklasten sind meist nur wenig gerundet, vielfach im Querschnitt linsenförmig, auch stengelförmig oder kantig. Ihre Grenzflächen sind selten scharf, vielmehr meist unregelmäßig und weisen auf verschiedene Grade der Bruchstückauflösung hin. Scharf ausgeprägt sind dagegen die Sohlflächen dieser Bankteile. Stets greifen sie erosiv in die feinkörnigen Hangendbereiche liegender Einheiten. Trotz der schichtartigen Einregelung der Klasten fehlt der Teilschicht 1 jede schichtige Unterteilung. Die Klastenführung ist nach oben scharf begrenzt, ohne daß eine Schichtfuge zu erkennen ist. Dieser Bankbereich ist, falls ausgebildet, meist das mächtigste Glied einer Einheit.

Die sulfatisch grobklastischen Ablagerungen gehen in helle, massiv wirkende sulfatische Teilbereiche (Teilschicht 2, Anhang, Abb. I, II und III) von ebenfalls unterschiedlicher Mächtigkeit über. Teilschicht 2 ist in den meisten gradierten sedimentologischen Einheiten Basalschicht. Nur ihre wesentlichen Merkmale seien unter Hinweis auf MEIER (1975) nochmals hervorgehoben. Die Sohlflächen sind im Falle basaler Lage von Teilschicht 2 scharf, greifen jedoch auch erosiv ins Liegende und können weitere Grenzflächengefüge, z.B. Belastungsmarken und flute casts, aufweisen. Bisherige Beobachtungen ergaben wohl unterschiedliche Intensität der erosiven Beeinflussung liegender Rhythmen, aber ein vollständiges erosives Durchgreifen jüngerer Bänke durch ältere konnte nicht nachgewiesen werden. Die Belastungsmarken zeigen teilweise eine auffallende gerichtete Asymmetrie (Anhang, Abb. III, Flammenstrukturen). Das Sulfat enthält zahlreich dunkle Karbonatklasten; sie sind meist von geringer Größe (vorwiegend Millimeter-Dimension) und, falls von flacher Gestalt, parallel zu den äußeren Schichtbegrenzungen eingeregelt. Ihre Menge und Größe nimmt zum Hangenden des Teilbereichs 2 ab. Bei genügend großen derartigen Klasten ist Dachziegelstellung (imbrication) festzustellen. Von besonderer Bedeutung ist, daß das Sulfat intern keine Schichtungsmerkmale aufweist. Teilschicht 2 geht allmählich, ohne durch eine Schichtfuge begrenzt zu sein, in verschieden mächtige und zugleich sehr feinkörnige sulfatisch-karbonatische Teilbereiche (Teilbereich 2a) über. Sie sind auf Grund des höheren Karbonatgehaltes wesentlich dunkler als der Hauptteil dieser Bank.

Nachfolgend tritt eine nach oben immer engständigere Wechselschichtung von Sulfat und Karbonat auf (Teilbereich 3), in der die Einzelschichtmächtigkeit im Zentimeterbereich liegt. In diesem Abschnitt sind kleine sulfatische Konkretionen (sog. Knollen und Knoten) häufig (Anhang, Abb. III), auch einzelne enterolithische (gekröseartige) Deformationen der Sulfatschichten sind anzutreffen. Abschließend finden sich laminitische, stark karbonatische Abschnitte (Teilbereich 4), in denen die feinschichtigen Sulfateinschaltungen häufig und intensiv enterolithisch deformiert sind. Diese, kaum mächtiger als 1 cm, werden von ungestörtem Schichtgefüge eingeschlossen. Sulfatische Konkretionen geringer Dimension sind ebenfalls vorhanden.

Die so charakterisierte sedimentologische Einheit ist indes nur selten vollständig entwickelt. Vielfach fehlen die grobklastischen Ablagerungen, und auch die oberen Teilbereiche zeigen oft Unvollständigkeit. So wird das Bild der gebankten Werra-Sulfat-Folgen in den untersuchten Aufschlüssen vor allem durch die Teilbereiche 2 und 3 geprägt.

Die Lagerungsverhältnisse der gradierten Folgen müssen, solange kein Bohrmaterial zur Verfügung steht, aus der Aufschlußsituation abgeleitet werden. Im neu geschaffenen Gipsbruch des VEB Leunawerke "Walter Ulbricht" im Bereich der Hörninger Kuppen (westliche Ausläufer des Kohnsteins, Aufschluß 2, siehe Abb. 2) lagern sie unter den noch zu beschreibenden mächtigen Brekzien. Im Bruch des VEB Modellgips Ellrich am Nordhang des Höhenzuges von Himmelberg und Mühlberg reichen sie bis an die Hangengrenze des Werra-Sulfats. Dies dürfte eine örtliche Erscheinung sein, da nur wenige hundert Meter entfernt, unterhalb des Mühlberges und am Westhang des Himmelberges, brekziöse Bildungen bis an das Basiskarbonat der Staßfurt-Serie, den Hauptdolomit, herantreten. Der folglich unterschiedliche stratigraphische Umfang gradiertem Sulfat-Ablagerungen wird im Zusammenhang mit den Brekzien diskutiert.

Für die G e n e s e b e s t i m m u n g g r a d i e r t e r W e r r a - S u l f a t e sind aus den beschriebenen Merkmalen folgende Schlüsse ableitbar. Aus der schroffen Überlagerung feinstkörniger, laminitischer karbonatisch-sulfatischer Absätze durch groben sulfatischen Detritus geht hervor, daß die Schüttungen plötzlich einsetzen. Aus dem Vorkommen weit verbreiteter erosiver Wirkungen an der Basis der detritischen Bankteile sowie dem Fehlen eng begrenzter rinnenartiger Ausräumungen läßt sich ableiten, daß das klastische Material einer tangentialen Komponente folgt, die flächenhaft wirkt. Auch die in den grobklastischen Teilbereichen auftretende gleichartige Einregelung des Detritus spricht für einen flächenhaften Transportmechanismus. Die geringe oder fehlende Abrollung der Klasten weist entweder auf einen unbedeutenden Transportweg oder auf einen "schonenden" Transportmechanismus. Letztgenannter ist auf Grund dargestellter Merkmale der Klasten am wahrscheinlichsten.

Aus den Belastungsmarken leitet sich ab, daß die Sedimentation sofort nach der Erosion einsetzt. Die manchmal sehr prägnante Asymmetrie der Belastungsmarken (Anhang, Abb. III) ist ein Hinweis darauf, daß selbst diese Deformationen noch insgesamt plastisch reagierende Ablagerungen betreffen. Nach dem Vergleich mit gleichartigen Erscheinungen in sedimentologisch ähnlich aufgebauten Gesteinen (z.B. Flysch) könnte es sich um Auswirkungen von (Erdbeben-)Schockwellen handeln (Abb. 4).

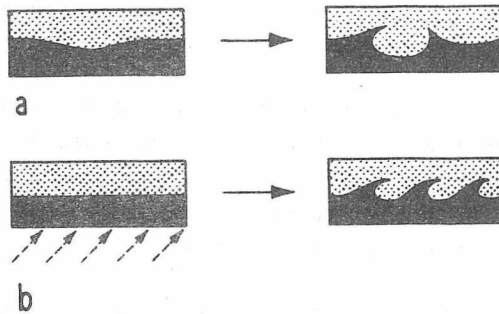


Abb. 4 Die Bildung von asymmetrischen Belastungsmarken nach DŹUŹYNSKI & WALTON (1965)

a) Eine Belastungsmarke entwickelt sich durch Übertiefung einer zuvor geschaffenen Strömungsmarke infolge des Einsinkens von gröberem (schwererem) Material und Aufstieg von feinstkörnigem Schlamm; b) Erdbebenwellen beeinflussen eine ursprünglich ebene Oberfläche. Die entstehenden Wellen werden von in den feinstkörnigen Liegendbereich einsinkendem schwerem Material nachgezeichnet.

Die wesentlichste Erscheinung ist jedoch, daß die in einem salinaren Sulfatsediment eigentlich zu erwartende Abfolge Karbonat - Sulfat eine vielfache Umkehrung erfahren hat. Der Transportprozeß verursacht eine Grob-Fein-Gradierung. Durch Umlagerung werden chemisch gesetzmäßig aufgebaute Folgen in spezifisch sedimentologische umgeordnet. Gradation und Sortierung sind in der Weise verknüpft, daß der Sortierungsgrad zum Hangenden bei gleichzeitiger Kornverkleinerung zunimmt. Die rhythmische, nach oben immer engständiger werdende Feinschichtung ist Produkt eines allmählich auspendelnden Prozesses, der von anderen Sedimentationsvorgängen zunehmend überlagert wird.

Der vielfache Wechsel dieses Transport- und Sedimentationsvorganges führt zur Ausbildung der gebankten und rhythmisch gegliederten Werra-Sulfat-Ablagerungen. Sie sind schlüssig nur als Produkte von Trübestömungen (turbidity currents) zu erklären, was im folgenden begründet wird.

Die Beziehungen zwischen Strömungsgeschwindigkeit, Transport und Ablagerung von Turbidity currents sind bisher nur sporadisch untersucht (z.B. HARLETT & KULM 1973), während sie für fluviatile Verhältnisse recht gut bekannt sind (HJULSTRÖM in: KUENEN 1950). Danach müßten für das grobklastische Material Transportgeschwindigkeiten von einigen Metern pro Sekunde angenommen werden, die Meeresströmungen nur in Ausnahmefällen erreichen (Gezeitenströme in Engstellen, große stetige Meeresströmungen). Der Aufbau der turbiditischen Einheiten zeigt weder die bekannten Merkmale von Gezeiteinfluß, noch kommt in der rhythmischen Konstruktion die Einwirkung eines stetigen Prozesses zum Ausdruck. Andererseits weist die vielfach sich wiederholende Rhythmik auf häufig wiederkehrende Auslösungen und Abläufe des Transportmechanismus hin. Das Transportmedium ist auf Grund der basal zu den Rhythmen liegenden Erosionen als zunächst untersättigt, aber unmittelbar anschließend als übersättigt anzunehmen; und es muß erhebliche Geschwindigkeiten erreicht haben. Das sedimentierte Material kann nicht ortsständig sein, wenn auch die flächenhaften basalen Erosionen von geringem Umfang sind, sein Herkunftsgebiet muß außerhalb des Sedimentationsraumes liegen. So bestätigen die obengenannten Beziehungen die aus den Sedimentgefügen gezogenen Schlüsse.

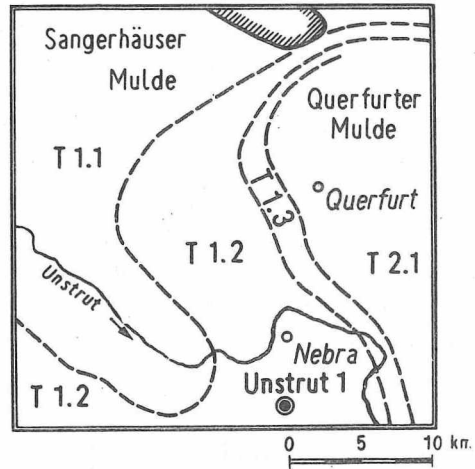
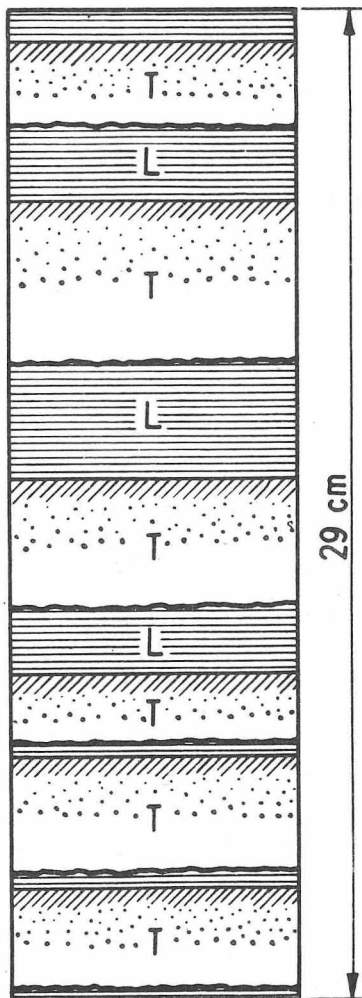


Abb. 6 Lage der Bohrung Unstrut 1/57

Abb. 5 Feinaufnahme der "Bandanhydrite" (distalen Turbidite) aus dem Bereich des "oberen Perllagenanhydrits" nach v. HOYNINGEN-HUENE, vergleiche mit Abb. 12

T - Turbidite, L - Laminite

Der Nachweis von Turbiditen beschränkt sich nicht allein auf die Werra-Sulfate des Osthangs der Eichsfeld-Schwelle und benachbarte Gebiete des Südharzbeckens (hier sind es geringmächtige distale Turbidite, MEIER 1975), sie sind vielmehr an den Hängen anderer Werra-Sulfat-Wälle des Zechsteinbeckens zu erwarten. Eine von Herrn Dr. v. HOYNINGEN-HUENE zur Verfügung gestellte Aufnahme, für deren Überlassung ich mich bedanke, zeigt von diesem Autor als Bandanhydrite bezeichnete Abschnitte aus dem Werra-Anhydrit der Bohrung Unstrut 1/57 bei Nebra (Abb. 5 und 6; Anhang, Abb. IV). Es handelt sich um feinstschichtige, warvenartige Anhydrite, die vielfach durch ungeschichtete und zugleich gradierte Einschaltungen unterbrochen sind. Diese beginnen mit hellerem Sulfat, das kleinste karbonatische Klaster enthält und das in vorwiegend karbonatische Teilbereiche übergeht. Die Mächtigkeit dieser "Bänder" beträgt zum Teil weniger als 1 cm und erreicht einige Zentimeter. Es handelt sich um typische distale Turbidite, die in diesem Falle als Umlagerungsprodukte von dem das östliche Thüringer Becken durchziehenden Werra-Sulfat-Wall geschüttet wurden.

4.2. Brekzien des Werra-Sulfats

Die aufgeschlossenen Bereiche des Werra-Sulfats am östlichen Schwellenhang werden ganz überwiegend von Brekzien eingenommen. Im Anhydritbruch des VEB Leunawerke "Walter Ulbricht" bei Niedersachswerfen wird die knapp 100 m betragende Abbauhöhe von Sulfatbrekzien gebildet. Die Gesamtmächtigkeit des Werra-Anhydrits umfaßt hier mehr als 300 m (erbohrt sind 362 m, wahre Mächtigkeit 325 bis 330 m). Am Nordhang des Mühlberges, am Westhang des Himmelberges, in Stollensystemen unterhalb des Kohnsteins und unter dem Himmelberg bei Woffleben sind die Brekzien ebenfalls anzutreffen (siehe Abb. 2). Den besten Einblick in ihren Aufbau bieten der erstgenannte Bruch und die Stollensysteme unter Kohnstein und Himmelberg. Ein besonderer Vorzug dieser Aufschlüsse ist, daß das Material als Anhydrit vorliegt, so daß bei der Beobachtung und Ausdeutung von Stoffbestand und Gefüge dieser Gesteine die im oberflächlichen Anstehenden verbreitete intensive Vergipsung nicht in Rechnung gestellt zu werden braucht.

Die Brekzienklaster sind in allen untersuchten Aufschlüssen von sehr unterschiedlicher Dimension¹⁾. Ihre Größe schwankt zwischen kleinsten Bruchstücken einschließlich fein zerriebenen Materials und einigen 10^3 m^3 . Ohne daß bisher eine schicht-, lagen- oder bankartige Unterteilung in der Gesamtfolge der Brekzienmasse nachgewiesen werden konnte, wird deutlich, daß die maximale Klastergröße vom Liegenden zum Hangenden zunimmt. Das kleine Klastermaterial bildet die Hauptmenge der Sulfatbrekzien. Meist handelt es sich dabei um im groben ellipsoidische Körper von einigen Zentimetern Dicke und bis zu einigen Dezimetern Länge, die eingeregelt sind (Anhang, Abb. V).

Der Verband der Klaster ist sehr unterschiedlich. Sie können als individuelle Körper hervortreten und durch feine klastische Matrix verbunden sein. Teilweise sind sie so dicht gepackt, daß der Eindruck von Flaserschichtung entsteht (Anhang, Abb. VII, VIII). Stets sind in die Brekzien große Klaster verschiedener Dimension eingeschaltet.

¹⁾ Bei der Beschreibung der Klastergröße wird folgende Unterteilung gewählt: kleine Klaster oder Kleinklaster mit größten Durchmessern von 1 m, Großklaster 1 bis 10 m, Riesenklaster mehr als 10 m größte Durchmesser.

Langgestreckte Körper folgen der allgemeinen Einregelung (Anhang, Abb. VI), die Längsachsen von mehr rundlichen oder angenähert kubischen Klasten sind ihr oft nur unvollkommen eingepaßt. Die Umgebung großer Klasten des letztgenannten Typs sowie von Riesenklasten (einige 10 bis 10^3 m^3) ist manchmal in besonderer Weise geprägt. Hier folgen die umsäumenden kleineren Brekzienkörper oft nicht der allgemeinen Einregelung. Sie sind vielmehr kranzartig mit ihren Längsachsen umlaufend und grob die Form der großen Bruchstücke nachzeichnend angeordnet (Anhang, Abb. VII). Ein Teil dieses Materials ist identisch mit dem des Hauptkörpers und entstammt seinem Auflösungsprozeß. Die Größe der Saumklasten variiert umlaufend in der Weise, daß die kleinsten Bruchstücke benachbart zu den Endpunkten der Großkörperlängsachsen auftreten. Im Aufschlußbereich überschaubare derartige Gefüge bieten das Bild von "Rollenslagern", innerhalb deren die Großklasten sich bewegten. In die Randbereiche der Großklasten sind auch Bruchstücke völlig anderen Sulfatmaterials eingepreßt (Anhang, Abb. VIII). Das umgebende Brekziengut kann jedoch auch sehr kleinstückig und reich an Matrix sein (Anhang, Abb. X), daneben gibt es größere Schollen, die sich ohne Vermittlung zwischengeschalteter Saumbrekzien an die Riesenklasten anschmiegen (Anhang, Abb. IX).

So wie die Form der Klasten den Grad ihrer Einregelung bestimmt, so besteht andererseits eine Abhängigkeit der Form größerer Bruchkörper von ihrem Interngefüge. Intern gut und relativ eng geschichtete derartige Klasten sind meist langgestreckt (Anhang, Abb. VI). Obere und untere Begrenzungen folgen der Schichtung, die Querbrüche verlaufen mehr oder minder unregelmäßig senkrecht zur Schichtung, so daß angenäherte Quaderformen entstehen. Solche Formmerkmale sind natürlich auch an kleineren, intern gut geschichteten Bruchkörpern zu beobachten (Anhang, Abb. XI). Linsen- oder stromlinienartige Gestalt ist an größeren Klasten nur dann zu beobachten, wenn es sich um sehr dichte, schichtig nicht oder nur schwach unterteilte Sulfatklasten handelt (Anhang, Abb. XII). Die dargestellte Beziehung zwischen interner Schichtung und äußerer Form ist allerdings nicht immer verwirklicht. Es gibt Klasten von einigen Metern Länge und Meterdicke, die nach der äußeren Form in die Brekzienmasse eingeordnet sind, während die interne engständige Schichtung senkrecht zur Körperachse verläuft (Anhang, Abb. XIII).

Riesenklasten der Dimension $n \times 10^2$ bis $n \times 10^3 \text{ m}^3$ sind zum Teil stark deformiert (Anhang, Abb. XIV). Es handelt sich dabei um auf den Klast beschränkte faltenartige Verbiegungen des Schichtgefüges. Ihre äußere Form ist davon ebenfalls betroffen. Die Vergenz solcher stauchungsähnlicher Verbiegungen weist im generellen Bild nach Osten. Vergleichbare Phänomene mit Westvergenz haben HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) vom Westhang der Eichsfeld-Schwelle beschrieben.

Unter Berücksichtigung der begrenzten stofflichen Verschiedenheiten von salinaren Sulfatablagerungen - weitgehend Sulfat und Karbonat - ist das Brekzienmaterial als äußerst heterogen zu bezeichnen. Dies kommt bereits auf kleinen Anschnittsflächen in den verschiedenen Interngefügen der Klasten zum Ausdruck (Anhang, Abb. XV). Es finden sich vor allem karbonatisch sehr unterschiedlich weit gestreifte bis schmal gebänderte Sulfate²⁾, daneben dichte Anhydrite, deren variierend intensive bräunliche oder schwarz-

²⁾ gebänderte, gestreifte Sulfate im Sinne von JUNG (1958)

braune Färbung auf verschieden hohe Karbonatbeimengungen hinweist. Für die karbonatischen Streifen und Bänder gilt, daß sie wohl optisch scharf hervortreten, jedoch häufig nur aus einer Vielzahl oft aufspaltender bituminöser Karbonathäute bestehen, daß also der Karbonatgehalt insgesamt gering ist. Die die Klaster verbindende Matrix ist in sehr unterschiedlichem Maß karbonatisch durchsetzt.

Aus der Masse beobachteter Merkmale hebt sich die vollkommene Schichtungslosigkeit nachdrücklich ab. Nur die lagige Anordnung der Klaster, die jedoch oft nicht eingehalten ist, kann als ein der Schichtung entfernt verwandtes Element (Pseudoschichtung) betrachtet werden. Die sulfatischen Brekzien am Osthang der Eichsfeld-Schwelle bilden ein chaotisches Umlagerungsprodukt. Die vom Autor (1975) als eventuelle Erosionsdiskordanzen hervorgehobenen Grenzflächengefüge in den vergipsten Brekzienaufschlüssen am Nordhang des Mühlberges (Aufschluß 4, siehe Abb. 2) gehören zu kleinen Anschnitten an, als daß sie noch in diesem Sinne interpretiert werden könnten.

4.2.1. Genetische Deutung der Sulfatbrekzien

Die genetische Deutung der mindestens 100 m mächtigen brekziösen Wallsulfate stellt ein schwieriges Problem dar. Es ist nicht zu übersehen, daß eines der Hauptprobleme darin zum Ausdruck kommt, daß es sich um Bildungen eines salinaren Ablagerungsraumes handelt, in dem die Eindunstung der Beckenlösung zur Zeit der Sulfatgenese als erheblich fortgeschritten zu betrachten ist. Andererseits ist die Existenz von werrazeitlichen Sulfatbrekzien seit langem bekannt. v. GAERTNER (1932) hat bereits ihre sedimentäre Natur vermutet. HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) weisen am Westhang der Eichsfeld-Schwelle sowohl Brekzien als auch sedimentäre Gleitkörper von Dekameter-Dimension nach, die jedoch nach Ansicht dieser Autoren nach der Verfrachtung stets wieder von der normalen (flaserschichtigen) Sedimentation eingedeckt worden sein sollen. Trotzdem hat man auch in jüngster Zeit noch versucht, in Bohrungsbearbeitungen die wallsulfatische Gesamtfolge am Osthang der Eichsfeld-Schwelle nach dem Schema der Beckensulfat-Gliederung bzw. nach zyklischen Gesichtspunkten, unter Voraussetzung normaler Ablagerungsbedingungen, zu unterteilen. Bei der Beurteilung solcher Versuche darf nicht übersehen werden, daß eine Kernbohrung die zum Teil sehr großen Klaster vielfach erfassen muß und daß diese auf Grund ihres meist intakten Interngefüges, ihrer pseudoschichtigen Einordnung das Bild normaler Lagerung im Kleinbereich vorzutauschen vermögen. Ebenso können die kleinstückigen Brekzien mit echter Flaserschichtung verwechselt (Anhang, Abb. VIII) und deutlichere Gefügeinhomogenitäten als tektonisch bedingte Lagerungsstörungen interpretiert werden. Solche - normale sulfatische Abfolgen voraussetzende - Ansichten wurden auch dadurch gefördert, daß man die Brekzien vor allem in wenig ausgedehnten vergipsten Sulfataufschlüssen beobachtete und einen Zusammenhang zwischen Vergipsung und Brekzierung (Einsturzbrekzien) herstellte. Insofern sind die im Prinzip richtigen Deutungen von v. GAERTNER (1932) besonders hervorhebenswert. Von HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) wird das Vorkommen von Brekzien in Gipsen und Anhydriten betont. Bei unserer Interpretation soll von den zahlreichen sedimentologischen Merkmalen der Brekzienmasse ausgegangen werden.

Die wallsulfatische Brekzienmasse besteht vor allem aus Gesteinstrümmern, verbunden durch eine wechselnde Matrixmenge. Sie muß also durch einen Umlagerungsprozeß aus zuvor sedimentierten und im wesentlichen verfestigten Ablagerungen gebildet worden sein. Die Vielfalt von Form und Größe der Klasten läßt erkennen, daß sie keinem rollenden oder schwebenden Transport Korn für Korn oder Klast für Klast unterworfen waren, wie er für Gerölle von Konglomeraten bzw. für kleinere Partikeln anderer Sedimente typisch ist. Zwar sind Rotationen der Klasten die Regel, zugleich ist zu erkennen, daß sie für das einzelne Bruchstück nur Stationen zu einer mehr oder weniger vollkommen erreichten Einregelung innerhalb einer sich bewegenden Masse sind. Diese muß also hochviskos gewesen sein, andererseits nicht so zäh, daß sie die Einregelung und intensive Mischung des Materials zu einem heterogenen Brekzienkörper hätte verhindern können. Die Einregelung des kleineren Klastengutes beweist, daß dieses innerhalb der Masse eine gewisse Bewegungsfreiheit hatte, die größere nur dann erreichten, wenn ihre Gestalt dem Vorschub leistete. Gleichzeitig sprechen die verschiedenen Grade der Klastenauflösung dafür, daß innere Reibung durch gegenseitigen Bruchstückkontakt ein wesentliches Moment des Transportmechanismus gewesen sein muß. Der große Klast der Abb. XIII (Anhang) beweist andererseits, daß die innere Reibung nicht an allen Orten der sich bewegenden Brekzienmasse gleich groß gewesen ist; denn die vielen ausgeprägten Kanten sind Ausdruck eines relativ schonenden Transportes. Daß dieser Klast nicht erst etwa am Ort seiner heutigen Lage zerfallen ist, resultiert aus dem Fehlen gleichartiger Bruchstücke in der Aufschlußumgebung. Zusätzlich geht aus der senkrecht zur Körperlängsachse verlaufenden Schichtung hervor, daß er von einer Steilkante oder von einem weit größeren Klast abgebrochen sein muß. Seine fast exakte Begrenzung vermittelt die Erkenntnis, daß im Ursprungsgestein bereits Klüftung existierte.

An der Deformation der Riesenklasten wird deutlich, daß diese sich nur schwer in den Gesamtprozeß einzuordnen vermochten. Ihre Deformation ist vielleicht Ausdruck für eine am ursprünglichen Bildungsort noch nicht vollständig erreichte Verfestigung. Dies könnte auch für jene Großklasten gelten, in die Bruchstücke anderen Sulfatmaterials eingepreßt sind (z.B. Abb. VIII, Anhang).

Das Spektrum der Klastengrößen läßt auf einen Vorgang schließen, der nur eine unbedeutende Sortierung gestattete, die sich in allmählicher Zerkleinerung und Einregelung der Bruchstücke erschöpfte, aber keine weiteren ordnenden Kräfte besaß. Es fehlt also jede beachtenswerte Sortierung. Vielmehr kann aus der innerhalb der Brekzienmasse nach oben zunehmenden maximalen Klastengröße gefolgert werden, daß sich der Vorgang im Laufe seiner Entwicklung chaotischer gestaltete.

Der Deutung der Brekzien als großmaßstäbliche Einsturzbildungen infolge von Verkarstung und Vergipsung stehen die lithologischen Merkmale entgegen. Die heutige Verkarstung und Vergipsung hat im Aufschlußgebiet nur eine oberflächennahe und durchschnittlich 20 m mächtige Partie der Wallsulfate betroffen und kann deshalb nicht für die Gesamterscheinung verantwortlich gemacht werden. Frühere und zugleich tiefer reichende derartige Vorgänge, gefolgt von einer Reanhydritisierung, sind möglich, aber die Reanhydritisierung hätte wahrscheinlich einmal geschaffene typische Karsterscheinungen (z.B. mit Residualprodukten gefüllte Hohlräume, wie sie im derzeitigen Karst vielfach auftreten) nicht vollständig zum Verschwinden bringen können. Solche Vorgänge erklären nicht die Einregelung des kleineren Klastengutes, die interne Deformation von Riesenklasten

und auch nicht die intensive Materialmischung. Ein von der Oberfläche ausgehender Prozeß müßte im oberflächennahen Teil intensivste Wirkungen zeitigen, die nach unten ausklingen. Entsprechende lithologische Merkmale finden sich jedoch nicht. Die Brekzien auf Einsturz über ausgelaugtem Halit zurückführen zu wollen stößt auf ähnliche Erklärungsschwierigkeiten. Wenigstens partiell müßte mit Vergipsung und nachfolgender Reanhydritisierung der Sulfate gerechnet werden. Die relativ gute Klastenregelung besonders im unteren Bereich des Brekzienkörpers wird durch eine solche Annahme nicht leichter verständlich, ebensowenig wie die interne Deformation der Riesenklasten und die intensive Materialmischung.

Nach der Gesamtheit vorliegender sedimentologischer Kriterien handelt es sich bei diesen Brekzien um Olisthostrome, die FLORES (1955) als sedimentäre Ablagerungen beschreibt, "occurring within normal geological sequences that are sufficiently continuous to be mappable, and that are characterized by lithologically and/or petrographically heterogeneous materials, more or less intimately admixed, that were accumulated as a semi-fluid body". Nach dieser ursprünglichen Definition können die chaotisch gelagerten Sulfatbrekzien in der Tat als Bildungen von (submarinen) Schlammströmen betrachtet werden. Spätere Untersuchungen über die Merkmale und die Genese von Olisthostromen schränken diese erste Begriffsbestimmung nicht unwesentlich ein (GÖRLER & REUTTER 1968). Deshalb müssen die vorliegenden Charakteristika genau geprüft und gewichtet werden. Die Sulfatbrekzie vom Osthang der Eichsfeld-Schwelle liegt mit minimal 100 m in dem Mächtigkeitbereich, der für Olisthostrome typisch ist (50 bis 200 m, auch mächtiger, ausnahmsweise 2000 m), das gleiche gilt für die Transportweite von etwa 20 km, die bei "Original"-Olisthostromen zwischen 2 und 50 km liegt, aber auch mit 200 km angegeben wird. Die Olisthostrome bestehen im Normalfall aus tonig-mergeliger Grundmasse, in die Gesteinsbruchstücke jeder Größe von feinsten Klasten bis zu riesigen Blöcken unsortiert und ungradiert eingeschaltet sind. Nur Pseudosichtung durch lagige Anordnung der Klasten (Olistholithe) ist ausgebildet. Die chaotisch gelagerten Sulfatmassen erfüllen diese Forderungen weitgehend. Allerdings ist die Matrixmenge von relativ geringem Umfang. Vorschläge (GÖRLER & REUTTER 1968, PATZELT 1973), den Begriff Olisthostrom nur auf solche chaotischen Massen von Festgesteinstrümmern anzuwenden, die einen erheblichen Anteil pelitischer Matrix enthalten, übersehen, daß es Olisthostrome gibt, die praktisch nur aus einem riesigen Olistholithen (Megolistholithen) bestehen. Offensichtlich leitet sich diese Auffassung ab aus dem Hauptverbreitungsgebiet von Olisthostromen, den Tektogenen. Hier muß jedoch der umgelagerte Pelitanteil naturgemäß hoch sein; denn die Hauptmenge geosynklinaler Ausgangsgesteine sind tonige Formationen. Vielleicht sieht man auch über die Tatsache hinweg, daß die zuerst beschriebenen Olisthostrome Umlagerungen von Molassebildungen darstellen (FLORES 1955). Matrix fehlt den Sulfat-Olisthostromen keineswegs. Allerdings sind die die Olistholithe trennenden mit Matrix gefüllten Räume oft klein und stets mit Bruchstücken geringerer Dimensionen durchsetzt. Über die mineralogisch-petrographische Zusammensetzung der Matrix liegen weder bei den "Original"- noch für die Sulfat-Olisthostrome Untersuchungen vor. Nach GÖRLER & REUTTER (1968) beträgt die häufigste Durchmesserdimension der Olistholithe 5 bis 50 cm, das gilt auch für unsere Sulfatbrekzien.

Die für die Brekzienkörper der "Original"-Olisthostrome definitiv geforderte stoffliche Verschiedenheit ist beim Sulfat-Olisthostrom weniger ausgeprägt. Dagegen muß man die lithologische Heterogenität der Sulfat-Olistholithe als sehr groß bezeichnen, denn das Interngefüge wechselt von Olistholith zu Olistholith.

Gemeinsame Merkmale bestehen in der praktisch vollständig fehlenden Sortierung aller Größenordnungen der Komponenten und in der Formung der Olistholithe. Diese sind dort wie hier vielfach eckig bis scharfkantig. Die größten Olistholithe treten auch in den Sulfatbrekzien nahe dem Hangenden auf. Die Sulfatbrekzien heben sich gut gegen die liegenden und hangenden Sedimente ab, genauso, wie es für die "Original"-Olisthostrome beschrieben wird. Die Einschränkung, daß der untere Kontakt kaum erosive Einwirkung auf das Liegende habe, wird durch gegenteilige Beispiele aufgelockert (Ultra-helvetikum). Eine andere auf Olisthostrome des öfteren bezogene Einschränkung, daß sie Bildungen mariner Räume sein sollten, spielt für unsere Sulfatbrekzien keine Rolle. Die salinaren Folgen des Zechsteinbeckens sind nach Stoffbestand und speziellen geochemischen Merkmalen, zum Beispiel Bromwerten der chloridischen Ablagerungen, nur als Produkte mariner Ausgangslösungen verständlich. Zusätzlich charakterisieren biofazielle Kriterien in den niedrigsalinaren Sedimenten, in den Karbonaten (Zechsteinkalk), das Zechsteinbecken als einen ursprünglich marinen Sedimentationsraum.

Ohne Zweifel lassen die nachträglich in den Olisthostrom-Begriff hineingetragenen zusätzlichen Kriterien es zweckmäßig erscheinen, die Sulfatbrekzien mit anderen Umlagerungstypen zu vergleichen. Fanglomerate, Tillite, tektonische Brekzien, subaerische Bergrutsche kann man wegen zahlreicher nicht übereinstimmender Merkmalskomplexe als Vergleichsobjekte ausschließen. Slumping führt dagegen zu olisthostromartigen Auflösungerscheinungen ursprünglich schichtiger Serien. Es entsteht infolge Reliefüberstellung und partieller Thixotropie des Matrixmaterials und zeitigt begrenzte Transportwege. Solche "plastic flows" (DOTT 1963) verbleiben in dem stratigraphischen Niveau, in dem sie primär abgesetzt wurden. Unsere Sulfatbrekzien zeigen in ihrem Zusammenhang mit unterlagernden Turbiditen, daß zunächst Lockermaterial umgelagert wurde, dann die grobe Resedimentation einsetzte, was auf einen, wenn auch begrenzten, umstapelnden Vorgang hinweist.

Pebbly mudstones (z.B. CROWELL 1957; UNRUG 1963) oder intraformationales Konglomerat-Slumping (GÖRLER & REUTTER 1968) sind begrenzte Erscheinungen bei aller internen Ähnlichkeit mit Olisthostromen. Sie sind zwischen normalen Grauwackenbänken eingeschaltet und werden dadurch erklärt, daß bei der plötzlichen Ablagerung einer Konglomeratbank aus einem Trübestrom liegende Bänke thixotrop werden und einen Schlammstrom verursachen (CROWELL 1957).

Andere "pebbly-mudstone"-Typen, wie Ton-Hangschutt-Ströme, die sich unter anderem aus einer tonig-mergeligen Sedimentation, auf die von Inselzügen oder Festländern großes Küstengeröll geschüttet wird, entwickeln sollen (GÖRLER & REUTTER 1968), bieten kaum Vergleichsmöglichkeiten mit den Sulfatbrekzien.

Fluxoturbidite (DŹUŹYNSKI, KSIAZKIEWICZ & KUENEN 1959; DŹUŹYNSKI & WALTON 1965) sind bei abweichenden Merkmalen zu den Turbiditen jedoch bankig geordnet, selbst bei sehr grobklastischem Inhalt. Die Sulfatbrekzien zeigen keine bankige Ordnung. Auf diesem Hintergrund erscheint die Genesebestimmung der Sulfatbrekzien als Olisthostrom berechtigt.

4.2.2. Der Bewegungsmechanismus des Sulfat-Olisthostroms

Die vektoriellen Gefüge des Sulfat-Olisthostroms sind vielgestaltig und bisher nur einige davon in qualitativer Form erfaßt. Quantitative Analysen stehen noch aus. Dies gilt aber auch für die "Original"-Olisthostrome. Beispiele rezenter Olisthostrom-Genese (siehe Erdöl und Erdgas Z. 88, S. 33) sind ebenfalls noch nicht analysiert.

An einigen beigefügten Abbildungen (z.B. Abb. V und XI, Anhang) ist zu erkennen, daß die begrenzt geregelten kleinen Klaster mit ihren Längsachsen einen kleinen Winkel mit der Horizontalen bilden. Dieses Einfallen weist nach Westen auf die Eichsfeld-Schwelle und ist eine der Fließrichtung entgegengesetzte Imbrizierung.

Um größere Olistholithe ist das Material besonders dicht gepackt, dabei noch dichter in ihrem Hangenden als in ihrem Liegenden. Dies bezeugt eine Art des Umströmens größerer Bruchkörper durch eine sich schneller bewegende kleinstückige Klastermasse ("Rollenlager"). Ursache könnte ein laminarer Strömungsvorgang sein, in dem die Strömungslaminen dem Hindernis vor allem nach oben ausweichen. Sie reißen vor und besonders hinter ihm ab, in die gestörten Bereiche dringt in einem turbulenten Vorgang sehr kleinstückiges Material ein (Abb. 7). Solche Erscheinungen sind auch den "Original"-Olisthostromen eigen. Voraussetzungen für das laminare Abgleiten bieten schräge Unterlagen mit Neigungswinkeln von 5° bis weniger als 1° . Nach ARCHANGEL'SKIJ (1930) sind Gleitungen im Schwarzen Meer an Hangneigungen von 2° - 3° , örtlich von weniger als 1° geknüpft.

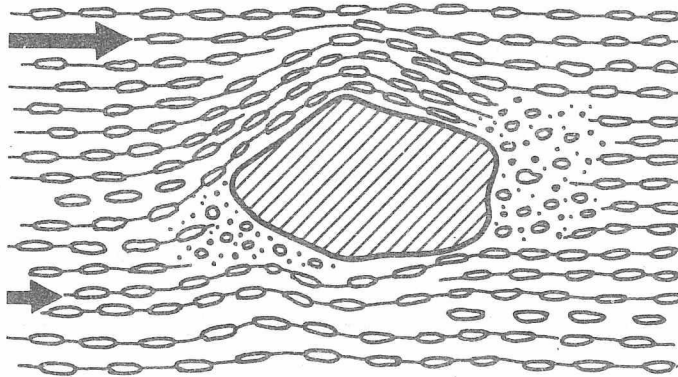


Abb. 7 Feinstückige Olisthostrom-Masse weicht einem größeren Klast (Längsachse 0,6 m) vor allem nach oben aus. Sehr dichte Scharung der Strömungslaminen im Hangenden des größeren Bruchstücks, vor und besonders hinter ihm reißen die Strömungslaminen ab, regellose Anordnung sehr kleinstückigen Materials als Folge turbulenter Platznahme. Pfeile geben Bewegungsrichtung und relative Geschwindigkeiten an. Anhydritbruch des VEB Leunawerke, Aufschluß 7, siehe Abb. 2

4.3. Die Beziehungen zwischen sulfatischen Turbidit- und Olisthostrom-Ablagerungen

Die Lagerungsverhältnisse sind insofern eindeutig, als die Turbidite generell unter die Olisthostrom-Masse einzuordnen sind. Die Turbiditfolge ist nicht vollständig abgeschlossen, so daß nur ein minimaler Richtwert von 40 bis 60 m für ihre Mächtigkeit angegeben werden kann. Der stratigraphische Umfang der Turbidite ist verschieden. Sie

reichen örtlich bis an die Hangendgrenze der Werra-Serie (Bruch des VEB Modellgips Ellrich), bilden andererseits das Liegende des Olisthostroms. Dies könnte bedeuten, daß abgelagerte Turbidite vielfach in weitere Umlagerungen einbezogen und zu einem Gemengteil des Olisthostroms wurden; aber auch, daß seitliche Übergänge zwischen Turbiditen und Olisthostrom bestehen. Da die Kontakte nicht aufgeschlossen sind, läßt sich kein Urteil fällen. Turbiditbruchstücke sind in der Brekzienmasse nachweisbar. Entsprechend der geringen Mächtigkeit der Turbiditbänke handelt es sich um meist kleinstückige Sulfatklasten von interner Schichtungslosigkeit und Karbonatklastendurchsetzung (Teilbereich 2 der Rhythmen). Der tatsächliche Anteil turbiditischen Materials an der Trümmermasse ist bisher ebenso wie seine vertikale Verbreitung kaum abzuschätzen.

Der vertikale Übergang zum Olisthostrom deutet sich, obwohl nicht aufgeschlossen, dadurch an, daß die sulfatisch-grobklastischen Teilschichten der Turbiditrhythmen häufiger auftreten und nicht unerhebliche Mächtigkeiten erreichen (bis 1 m). Auch die Klaster werden größer und zeigen manchmal schlechte Formregelung. An dieser Stelle sei eingeschoben, daß Rhythmen mit solchen mächtigen klastischen basalen Teilbereichen, grobem und besonders schlecht sortiertem Klasteninhalte und geringmächtigen oberen Teilbereichen zugleich als proximalste Bildungen anzunehmen sind. Wenn auch mit anderen Deutungen, liefern HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) sehr schöne Abbildungen proximalster Turbidite aus dem randnächsten Gebiet der Eichsfeld-Schwelle (Abb. 8). Es ist nicht ausgeschlossen, daß derartige Turbidite und olisthostromare Umlagerungen im seitlichen Grenzbereich beider Sedimenttypen im Wechsel vorkommen, daß an unterschiedlichen Orten die Turbiditbildung nicht gleichzeitig einsetzte.

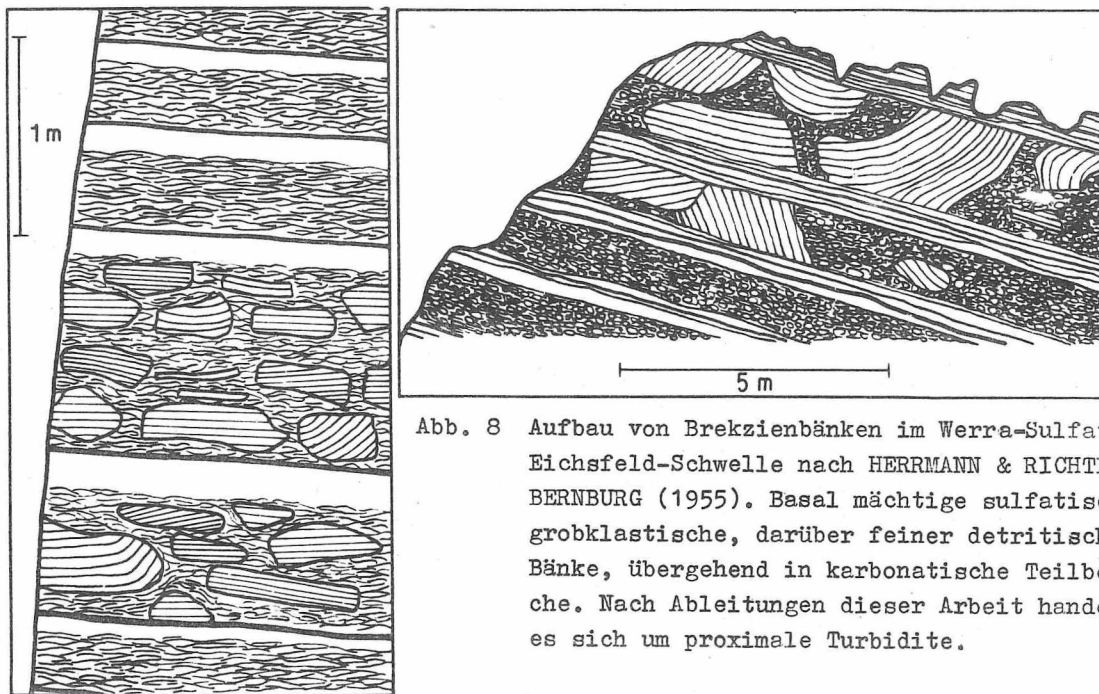


Abb. 8 Aufbau von Brekzienbänken im Werra-Sulfat der Eichsfeld-Schwelle nach HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955). Basal mächtige sulfatisch-grobklastische, darüber feiner detritische Bänke, übergehend in karbonatische Teilbereiche. Nach Ableitungen dieser Arbeit handelt es sich um proximale Turbidite.

5. Die Entwicklung der Sedimentationsverhältnisse an der Eichsfeld-Schwelle und ihre Beziehungen zur Beckensedimentation

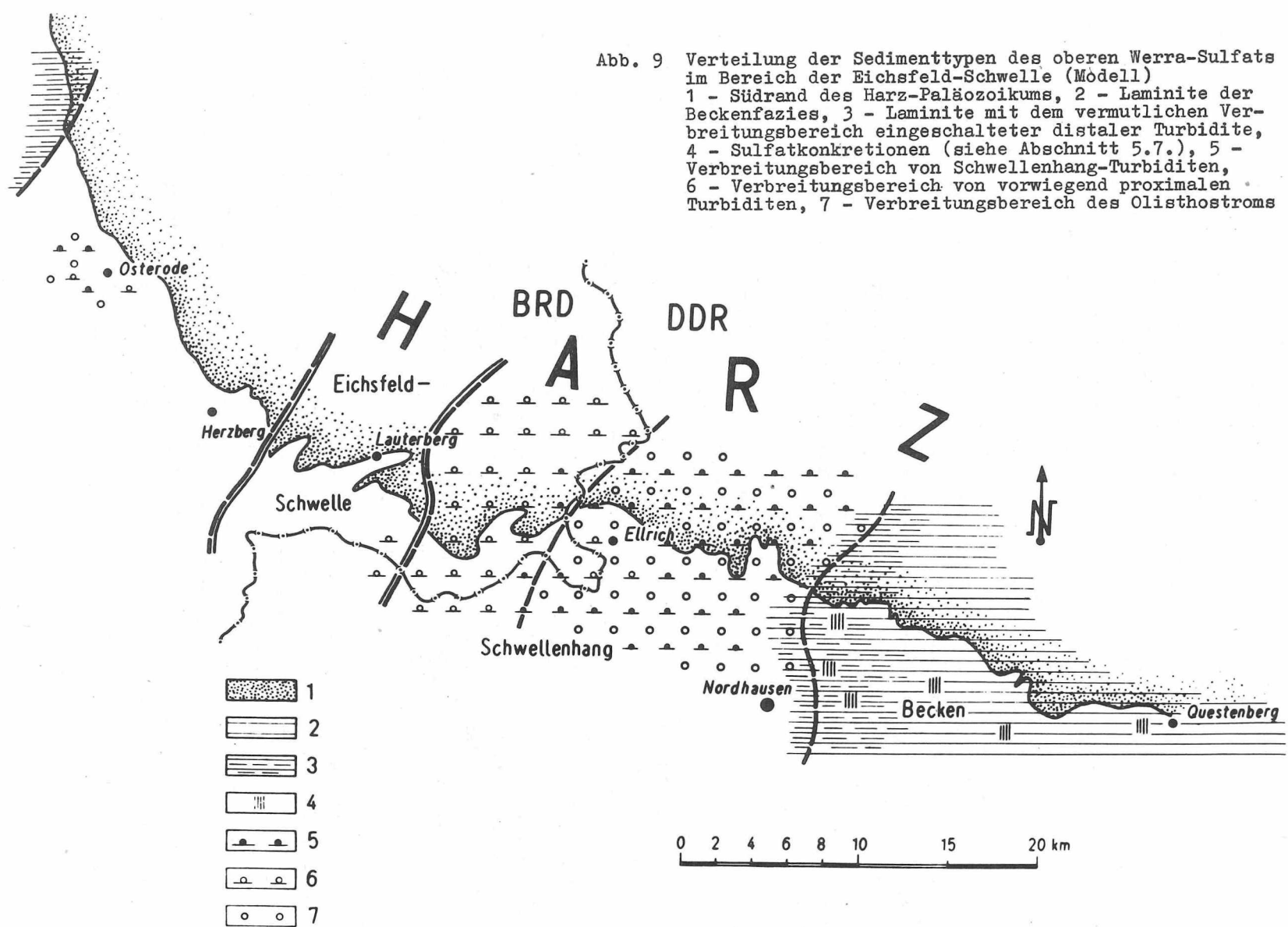
5.1. Die Herkunft der turbiditischen und olisthostromaren Umlagerungsprodukte

Für die Herkunftsbestimmung des klastischen Sulfatmaterials ist die mehrfach zitierte Arbeit von HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955) außerordentlich hilfreich. Die dortigen Abbildungen 2 und 3 (S. 693), die hier als Abb. 8 wiedergegeben sind, werden in der Originalerläuterung als "Abscheidungsrythmen von Ebenschichtung und flaserschichtigem Anhydrit mit Brekzienbänken" bezeichnet. Wie bereits begründet, handelt es sich um (proximale) Turbidite. Das grobklastische Material besteht nach Darstellung und textlichen Angaben aus karbonatisch regelmäßig weit gestreiftem oder gebändertem Sulfat, während das als flaserschichtig bezeichnete verbindende Material bzw. die als nur geflasert charakterisierten basalen Teilbereiche der Rhythmen auf Grund der ausgezeichneten Abbildungen als Turbiditteilschichten mit kleiner klastischem Inhalt interpretiert werden können. Auf die Ähnlichkeit derartiger Gefüge mit echter Flaserschichtung, besonders im vergipsten Zustand, ist hingewiesen worden. Der in den Klasten vorliegende Sulfattyp ist auch ein wesentliches Umlagerungsprodukt des Olisthostroms (siehe Riesenklast der Abb. X, Anhang). Er ist nicht in den Beckensulfaten ausgebildet. Da er in den untersuchten Aufschlüssen nicht in originalen Lagerungsverhältnissen anzutreffen ist, kann sein ursprünglicher Bildungsort nur westlicher, also nahe der Schwelle, zu vermuten sein. Von HERRMANN & RICHTER-BERNBURG ist am Osthang der Schwelle nur ein großer Aufschluß südlich Walkenried (Gipsbruch Rode), BRD, etwa 8 km vom eigentlichen Rand der Schwelle entfernt liegend, beschrieben worden. Ihre Angaben lassen auf die Verbreitung von Turbiditen und auf das Fehlen von olisthostromaren Ablagerungen schließen. Nach den Darstellungen von v. HOYNINGEN-HUENE (1968) ist in diesem Gebiet die Werra-Sulfat-Mächtigkeit wieder abnehmend, um gegen den Rand der Eichsfeld-Schwelle auf geringe Werte abzusinken.

Auf dem Westhang der Eichsfeld-Schwelle scheint es analoge Verhältnisse zu geben. Mit allerdings größerer Distanz vom Schwellenrand sind bei Bad Osterode (Bruch der Gipswerke Schimpf) und bei Badenhausen (Gipsbruch am Katzenstein) sowohl turbiditische als auch darüber olisthostromare Ablagerungen verbreitet. Auch die werrasulfatische Gesamtmächtigkeit steigt vom Schwellenrand ausgehend in westlicher Richtung an und fällt relativ plötzlich beim Übergang in die Beckensulfate (zwischen Badenhausen und Gittelfelde) ab. Aus dieser Aufschlußsituation läßt sich ableiten, daß beiderseits der Schwelle zunächst Turbidite ansetzen, die sich weit die Hänge hinunterziehen. In etwas größerem Abstand folgen, bei stark zunehmender Mächtigkeit, Olisthostrome. Sie enthalten hier wie dort hauptsächlich Olistholithe des karbonatisch regelmäßig gestreiften oder gebänderten Typs. Die vermuteten räumlichen Beziehungen der verschiedenen Gesteinstypen vermitteln Abb. 9 und 13.

Das Herkunftsgebiet können somit nur die etwa 10 km breite Eichsfeld-Schwelle und unmittelbar anschließende Hangbereiche bilden. Unter Berücksichtigung der Umlagerungsmengen muß dieser Raum, unabhängig von den heute vorliegenden geringen Werra-Sulfat-Mächtigkeiten, eine ungewöhnlich starke Sulfatabscheidung erhalten haben. Dabei ist unklar, ob die zentrale Schwelle insgesamt als Bereich verstärkter Sulfatablagerung anzusehen ist.

Abb. 9 Verteilung der Sedimenttypen des oberen Werra-Sulfats im Bereich der Eichsfeld-Schwelle (Modell)
 1 - Südrand des Harz-Paläozoikums, 2 - Laminite der Beckenfazies, 3 - Laminite mit dem vermutlichen Verbreitungsbereich eingeschalteter distaler Turbidite, 4 - Sulfatkonkretionen (siehe Abschnitt 5.7.), 5 - Verbreitungsbereich von Schwellenhang-Turbiditen, 6 - Verbreitungsbereich von vorwiegend proximalen Turbiditen, 7 - Verbreitungsbereich des Olisthostroms



5.2. Der Umlagerungsvorgang und seine Ursachen

Da der Haupttyp des umgelagerten Materials in den grobklastischen Teilbereichen der Turbidite und in den Olisthostromen der gleiche ist und sein Herkunftsgebiet eingrenzbar erscheint, ist zu folgern, daß zunächst obere, weitgehend unverfestigte Ablagerungen aus dem Schwellenbereich, danach stratigraphisch tiefere, teilverfestigte oder verfestigte Sulfate, jedoch vergleichbaren lithologischen Aufbaus der Resedimentation unterworfen wurden (Umstapelung). Während die Turbiditgenese unter Voraussetzung geeigneter morphologischer und auslösender Faktoren verständlich ist, kann der Mangel an Pelitmaterial, abgeleitet aus den Olistholithen der Sulfatbrekzien, nicht als eine die Olisthostrom-Bildung fördernde Komponente betrachtet werden. Aus der Untersuchung primär geringmächtiger Werra-Sulfate südlicherer Abschnitte der zentralen Eichsfeld-Schwelle (Holunger Graben und Randgebiete) geht allerdings hervor, daß der Anhydrit hier reich an Dolomitmergel-Einschaltungen ist (LANGBEIN & SEIDEL 1960). Solche Einschaltungen in den Sulfaten könnten für das Zentralfeld der Schwelle insgesamt typisch gewesen sein (RICHTER-BERNBURG 1955), da aufragende Schwellenbereiche ähnlich den Beckenrandzonen bevorzugte Karbonatabscheidungsgebiete darstellen. Die in den oberen Teilbereichen der Turbidite auftretenden karbonatischen Pelite sprechen für eine solche Beziehung. Gemeinsam mit der meist ausgezeichneten Schichtung der Sulfate der Schwellenregion dürften sie eine der lithologischen Voraussetzungen der Olisthostrom-Genese bilden.

Nicht ausgeschlossen ist allerdings, daß die den Umlagerungsprozeß fördernde Teilbeweglichkeit auf die Gips-Anhydrit-Umwandlung zurückgeht. Abgesehen von beckenrandlichen Sabkhen ist nach Erfahrungen, die in rezenten salinaren Bildungsräumen gesammelt wurden (z. B. KINSMAN 1969), auch für das werrazeitliche Hauptbecken einschließlich seiner internen lösungsbedeckten Schwellen eine primäre Sedimentation von Gips zu erwarten (BORCHERT & BAIER 1953; BORCHERT 1959; BRAITSCH 1962a), dessen Stabilität im Gegensatz zu den Auffassungen von BORCHERT jedoch nur für das Diagenesestadium, also für die Zeit einer noch möglichen Wechselwirkung zwischen Boden- und Lösungskörper, gesichert ist (ŽARKOVA 1976). Die Umwandlung in Anhydrit dürfte während der Katagenese (STRACHOV 1962) in schon überdeckten Sedimentteilkörpern ablaufen. Sie könnte in den Wallsulfaten nicht nur durch die schnelle Überdeckung, sondern zugleich durch die im Vergleich zu den benachbarten Beckenräumen im Schwellengebiet bereits erreichte höhere Konzentration des Lösungskörpers und damit auch der Formationswässer an NaCl begünstigt sein. Eine weitere Folgerung wäre, daß die Gips-Anhydrit-Umwandlung in den Schwellensulfaten früher abläuft als in zeitgleichen Beckenabsätzen. Da bei diesem Prozeß je Profilkubikmeter Gips $0,486 \text{ m}^3$ Wasser freigesetzt werden, erleiden die in Veränderung begriffenen Sulfate eine Aufweichung (BORCHERT 1959), so daß die Gipsentwässerung eine die Olisthostrom-Genese begünstigende Teilbeweglichkeit der Schwellensulfate erzeugen könnte. Ihre zusätzliche Einwirkung auf eingeschaltete Karbonatpelite steht außer Frage. Die Annahme einer primären Anhydritsedimentation im geschilderten Milieu widerspricht nicht nur den mikroskopischen Befunden. Nach physikochemischen Erfahrungen erfordert die direkte Anhydritbildung bei der Eindunstung von Meerwasser eine zu große Keimbildungsarbeit (BRAITSCH 1962a). Experimente von CODY (1976) lassen erkennen, daß primäre Anhydritbildung nicht einmal in bentonitischem Milieu zu erreichen ist, das heißt in Umgebungsbedingungen, die denen von Sabkhen ähneln. Dabei wurden die Kalziumsulfat-Porenlösungen zusätzlich mit hohen NaCl-Anteilen versetzt (bis

20 %). Selbst fünf Monate stabil gehaltene Versuchsbedingungen bei Temperaturen von bis zu 80 °C vermochten keinen primären Anhydrit zu erzeugen. Bei noch höheren Temperaturen wurde neben Gips nur Bassanit gebildet. Auch unter Berücksichtigung dieser Aspekte könnte die Gips-Anhydrit-Umwandlung in den mächtigen Wallsulfaten ein die Olisthostrom-Bildung fördernder Prozeß sein und eine der Thixotropie von bestimmten tonigen Sedimenten vergleichbare Verhaltensweise erzeugen.

Die auslösenden Mechanismen sind für das Sulfat-Olisthostrom unbekannt. Denkbar wäre es, daß die sulfatischen Schwellensedimente durch Weglösen eines etwa zeitgleichen und gleichmächtigen Halitkörpers in der benachbarten Beckenregion ihren Halt verloren und abrutschten. Dem steht entgegen, daß die Turbidite als erstes Umlagerungsprodukt distale Ausläufer in die zeitäquivalenten laminitischen Beckensulfate entsenden konnten (MEIER 1975). Ihre Ausbreitung erfolgte also unbehindert, so daß bis zur Auslösung olisthostromarer Resedimentation kein solch mächtiger Halitkörper nachweisbar ist. Im übrigen hätte ein aufgelöstes mächtiges Halitpaket Residualbildungen hinterlassen, die sedimentologisch erfaßbar sein müßten. Die Hauptbedingungen für die Entwicklung, Mächtigkeitsentfaltung und Weite des Vordringens der verschiedenen Resedimentationstypen sind in morphologischen Niveauunterschieden von Schwelle und benachbartem Becken sowie den dadurch hervorgerufenen unterschiedlichen Sedimentationsgeschwindigkeiten zu sehen. Die Eichsfeld-Schwelle, zu Beginn der Werrazeit noch insel- oder halbinselartiges Gebilde, sinkt im Laufe der weiteren Entwicklung ebenso wie die begleitenden Beckenräume ab. Als ein dominierendes morphologisches Element beeinflußt sie Meeresströmungen, erlaubt auf Grund geringerer Lösungstiefe wirksamere Evaporation, verursacht damit höhere Sedimentationsraten, als sie die begleitenden Becken erhalten. Somit sind eine präexistierende Morphologie als Ausgangspunkt der starken Sulfatanhäufung einerseits, geringe Sedimentationsgeschwindigkeiten in den Becken andererseits für die Umlagerungen verantwortlich. Gravitative und seismotektonische Prozesse, letztgenannte auf Grund asymmetrischer Belastungsmarken vermutet, suchen das aufgebaute Mächtigkeitsungleichgewicht zwischen Schwelle und Becken auszugleichen. Turbidite und Olisthostrome sind der Ausdruck dieses Ausgleichsvorganges. Die Beziehungen zwischen geologischen und physikochemischen Prozessen werden im Abschnitt 5.6. dargestellt.

Es kann keine Rede davon sein, daß die tektonischen Voraussetzungen für Olisthostrom-Bildung nur in tektogenen Zonen gegeben sind.

5.3. Die Reichweite der turbiditischen und olisthostromaren Umlagerungen

Die bei Walkenried auftretenden Turbidite (siehe Abschnitt 5.1.) sind die westlichsten am Schwellenosthang gesicherten Trübestromabsätze. Ihre Wurzel ist jedoch am Rande oder auf der heute praktisch sulfatfreien Schwelle (HERRMANN & RICHTER-BERNBURG 1955) zu vermuten. Distale Ausläufer sind in laminitischen Werra-Sulfaten des Südharzbeckens am Stempedaer Marktweg östlich von Steigerthal nachgewiesen (MEIER 1975). Damit ergeben sich für die distalen Turbidite minimale Transportweiten von 28 km, während die Hauptmasse maximal bis zu 24 km entfernt vom Herkunftsgebiet abgesetzt wurde (Abb. 9).

Der Osthang-Olisthostrom beginnt wahrscheinlich östlich von Walkenried, erreicht nach bisherigen Erkenntnissen westlich Woffleben und bis Niedersachswerfen sich hinziehend seine größte Mächtigkeit und bricht zwischen Krimderode und Rüdigsdorf relativ plötzlich ab. Nimmt man seine Wurzel ebenfalls am Rand der Schwelle oder auf ihr an, so ist ein Transportweg von etwa 20 km zu kalkulieren. Der Westhang-Olisthostrom hat vermutlich eine ähnliche Transportweite erreicht.

5.4. Die Tiefe des Südharzbeckens

Eine erste angenäherte Tiefenbestimmung kann anhand der Differenz zwischen maximalen Sulfatmächtigkeiten des Schwellenhangs und den minimalen in den benachbarten Becken erfolgen (MEIER 1975). Danach ergibt sich für den Ausgang der Werra-Zeit ein 250 bis 270 m tiefes Südharzbecken. Diese Werte müssen durch die über der Eichsfeld-Schwelle vorhanden gewesene Lösungssäule ergänzt werden, die die im Zentralbereich der Erhebung existierenden Sulfate abgesetzt hat. Sie kann kaum mächtiger als einige zehn Meter gewesen sein, da auf der südlichen Eichsfeld-Schwelle verbreitete (Blualgen-)Riffe größere Tiefen nicht zulassen. Nach dieser Rechnung könnte die Beckentiefe zur angegebenen Zeit 270 bis 300 m betragen haben.

Die Annahme von 1° Hangneigung für die endwerrazeitliche Schwelle führt in 10 km bzw. 15 km Entfernung vom Schwellenrand zu Höhenunterschieden von 175 und 260 m. Etwas steilere Hänge, begründet durch die sehr rasche Werra-Sulfat-Mächtigkeitszunahme, lassen solche Tiefen bereits in 6 bis 8 km bzw. 12 km Entfernung vom Schwellenrand vermuten.

Eine Rechnung unter Berücksichtigung zur Verfügung stehender Details (Auskeilen des Zechsteinkalkes am Schwellenrand) erlaubt, das am Ende der Zechsteinkalkbildung bestehende subaerische Schwellenrelief örtlich auf etwa 70 bis 100 m zu bestimmen. Da es am Ende der Werra-Zeit lokal von bis zu einigen zehn Metern mächtigem Sulfat überdeckt war, könnte man eine während der Werra-Sulfat-Entwicklung eingetretene Absenkung der Schwelle von wenigstens 130 bis 140 m zuzüglich der erwähnten Lösungssäule, also insgesamt 150 bis 170 m, vermuten. Wählt man die obengenannten Zahlen als vertretbare Richtwerte, so war das Südharzbecken zu Beginn der Werra-Sulfat-Abscheidung 100 bis 130 m tief. Evaporationsbedingte Schwankungen des Lösungsspiegels könnten jedoch zeitweise auch weit flachere Sedimentationsmilieus erzeugt haben, ohne die morphologische Gesamtsituation zu beeinflussen. Am Zechsteinkalk anderer Gebiete durchgeführte mikrofaunistische Untersuchungen (JORDAN 1968) geben derartigen Ableitungen keine direkte Stütze, sie lassen aber bereits für die frühe Werra-Zeit tiefenmäßig differenzierte ökologische Verhältnisse erkennen.

5.5. Die stratigraphische Einordnung der Umlagerungen

Die stratigraphische Einordnung der verschiedenen Umlagerungstypen ist ohne detaillierte Bohrergebnisse nur in allgemeiner Form möglich. In obersten vom Stinkschiefer überlagerten Werra-Sulfat-Laminiten der Beckenfazies östlich Steigerthal sind distale Turbidite verbreitet (MEIER 1975; Abb. 10 und Abb. XVI, Anhang). Danach könnte die Hauptmenge der Schwellenhang-Turbidite in den A10 einzuordnen sein.

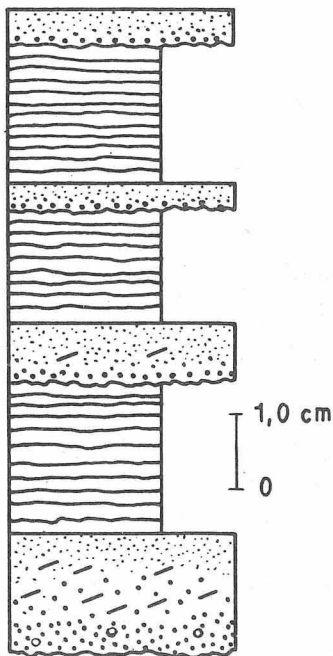


Abb. 10 Laminit mit distalen Turbiditen. Stempedaer Marktweg östlich Steigerthal, Aufschluß 3, siehe Abb. 2

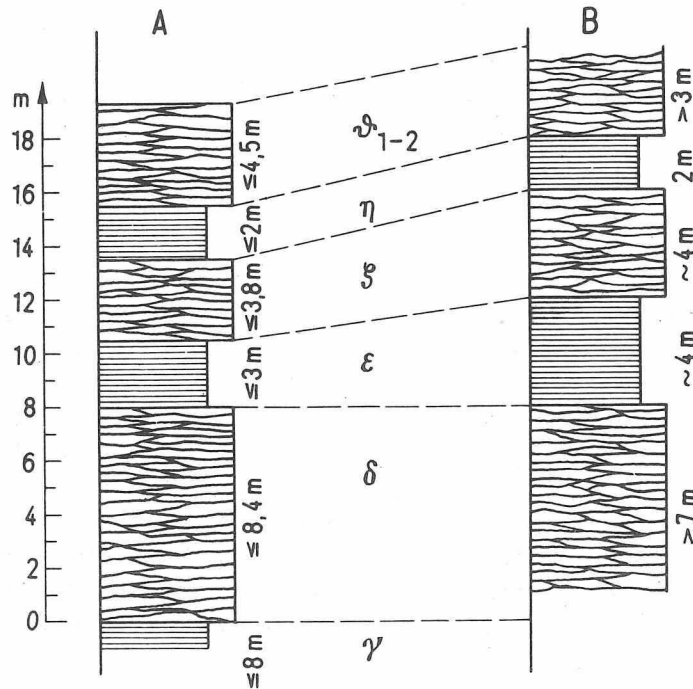


Abb. 11 Profil A: Werra-Sulfat-Zonen delta bis theta 2 der Beckenfazies in ihren Mächtigkeiten nach JUNG (1958) und JUNG & KNITZSCHKE (1960) Profil B: Profil im Gipsbruch westlich Rüdigsdorf, Erläuterung siehe Text. Aufschluß 8, siehe Abb. 2

Ein auflässiger Gipsbruch knapp 1 km westlich Rüdigsdorf (Aufschluß 8, siehe Abb. 2) schließt eine Folge von dolomitisch unregelmäßig eng bis weit gestreiften bis gebänderten Sulfaten auf, in die zwei Laminitenhorizonte eingeschaltet sind (Abb. 11). Auf Grund der Mächtigkeitsverhältnisse sind diese Ablagerungen sinnvoll nur mit den Zonen A1 delta, epsilon, zeta, eta und unteren Teilen von theta des Werra-Sulfat-Gliederungssystems von JUNG (1958; siehe auch JUNG & KNITZSCHKE 1960) vergleichbar und gehören somit dem unteren Werra-Sulfat an. Obwohl dieser Aufschluß unmittelbar östlich an das Hauptverbreitungsgebiet der umgelagerten Sulfate anschließt, sind in den Laminiten der Zonen epsilon und eta keine distalen Turbidite feststellbar. Auch danach sind die Umlagerungen in die obere Werra-Zeit einzuordnen.

Das Werra-Steinsalz ist in diesem Gebiet nicht ausgebildet und scheidet für stratigraphische Vergleiche aus. Die im Schwellengebiet lokal vorkommenden Steinsalzeinschlaltungen sollten nicht mit dem in die Zone theta 3 (JUNG & KNITZSCHKE 1960) einzuordnenden und flächig weit verbreiteten Na1 der Becken und ihren Übergangsbereichen zu den Schwellen korreliert werden, da das Relief der Schwelle verschiedentlich Bedingungen für begrenzte Halitabscheidungen geboten haben dürfte. LANGBEIN & SEIDEL haben darauf schon 1960 aufmerksam gemacht, GOTTESMANN (1964) wies auf mehrfaches Auftreten von Halit in brandenburgischen Schwellensulfaten hin.

Nach Werksunterlagen des VEB Leunawerke in Niedersachswerfen ist Steinsalz auch in Stollenaufschlüssen unter dem Kohnstein aufgefahren worden. Die jetzt bekannte Gesamtsituation läßt an dieser Stelle auf einen Steinsalz-Olistholithen schließen.

Diese aus den Randbereichen der Beckenfazies des Werra-Sulfats, die zu den Schwelensedimenten überleiten, gezogenen stratigraphischen Schlüsse werden durch das bereits erwähnte Profil der Bohrung Unstrut 1/57 bestätigt (siehe Abschnitt 4.1.). Die hier auftretenden distalen Turbidite gehören ebenfalls dem oberen Werra-Anhydrit an, was durch das im Aufschlußgebiet der Unstrut 1/57 flächig verbreitete Werra-Steinsalz gestützt wird. Darüber hinaus können sie in die über der Zone kappa folgenden Horizonte lambda bis ny des Gliederungssystems von JUNG eingeordnet werden (JUNG 1958; JUNG & KNITZSCHKE 1960). In unserer Abb. 12, Profil B, für die der Verfasser Herrn Dr. v. HOYNINGEN-HUENE zu danken hat, folgen die Symbolik, die Darstellungs- und Bezeichnungsart den Vorschlägen dieses Autors, um seine damaligen genauen Beobachtungen zu verdeutlichen. Eine lithologisch richtige Interpretation der Sulfat-Turbidite war im Jahre 1957 wohl kaum möglich. Ihre Hervorhebung als "Bandanhydrite" läßt jedoch erkennen, daß v. HOYNINGEN-HUENE die Besonderheit dieses Schichttyps wahrgenommen hat. Das Vergleichsprofil (Abb. 12, Profil A) ist eine typische werrasulfatische Beckenfolge aus der Sangerhäuser Mulde. Es erlaubt die detaillierte petrostratigraphische Einordnung der distalen Turbidite aus der Bohrung Unstrut 1 und entstammt JUNG (1958).

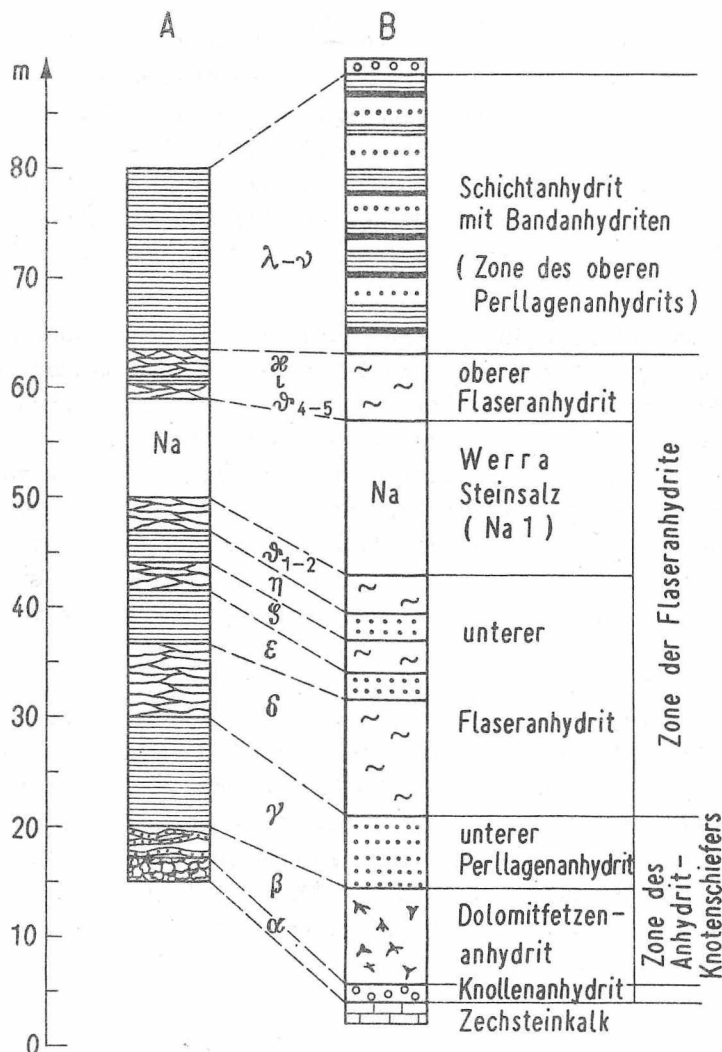


Abb. 12 Profil A: Werrasulfatisches Beckenprofil aus der Sangerhäuser Mulde nach JUNG (1958). Profil B: Werra-Sulfat der Bohrung Unstrut 1/57 in den Signaturen und der Gliederungsweise nach v. HOYNINGEN-HUENE, vgl. den Bereich des "oberen Perllagenanhydrits" mit Abb. 5 und Abb. IV des Anhangs. Die Bandanhydrite in den A10-Zonen lambda bis ny sind als Laminite mit distalen Turbiditeinschaltungen zu interpretieren. Vor allem durch letztgenannte erfolgt im Vergleich zum Profil A die Mächtigkeitzunahme des oberen Werra-Sulfats.

5.6. Die Sedimentgefüge der Becken- und Schwellensulfate und ihre Interpretation

RICHTER-BERNBURG (1955), von dem die erste umfassende Analyse salinerer Sedimentgefüge stammt, hebt in Abhängigkeit vom Ablagerungsmilieu fein- und feinstschichtige warvenartige und geflaserte Sulfate sowie sogenannte Anhydritknotenschiefer als Bildungen der Stillwasser- und mäßig durchbewegten Sedimentationsräume der Becken hervor. Wolken-, Schwaden- und massige Anhydrite werden dem Flachwassermilieu des Schwellenanges zugeordnet. An sie schließen sich auf der Schwelle oder am Beckenrand Dolomit-Anhydrit-Wechselschichtungen und Dolomit an.

JUNG (1958) entwickelt auf der Grundlage älterer Vorschläge eine inzwischen bewährte formale Beschreibungsart sulfatischer Beckenablagerungen. Er unterscheidet dolomitisch verschieden weit gestreifte, gebänderte und gemaserte Anhydrite in den Beckenprofilen und kann anhand dieser Kriterien im Werra-Sulfat die Zonen A1 alpha bis ny voneinander trennen und später auch eine Unterteilung dieser Zonen erreichen (JUNG & KNITZSCHKE 1960).

Die genetische Deutung der verschiedenen Schichtgefüge ist allerdings noch vielfältig. Die geringsten Interpretationsunterschiede gibt es für die Laminite (RICHTER-BERNBURG: Linien-Anhydrit; JUNG: dolomitisch regelmäßig eng- und feingestreifter Anhydrit; v. HOYNINGEN-HUENE: Perllagenanhydrit). Sie werden als echte Warvensedimente betrachtet. Der laminitische Karbonat-Sulfat-Wechsel könnte in der Tat auf jahresperiodische Konzentrationsschwankungen in der Oberflächenlösung eines Salinarbeckens unter Voraussetzung kontinuierlichen Nachflusses und Annahme jahreszeitlicher Verschiebungen der Sättigungsgrenzen (BRAITSCHE 1962a, b) zurückgeführt werden. Auftretende Schichtmächtigkeitsanomalien sind in ihrem Ursprung umstritten. Während BRAITSCHE zeitlich ungleich lange Perioden für die Konzentrationsschwankungen als Ursache für verschieden dicke Laminen heranzieht, sind nach RICHTER-BERNBURG (1955, S. 627) selbst die "auf das 10- bis 15fache der übrigen Warven" aufgeblähten Laminen Ausdruck der Anomalie des Sonnenfleckenzyklus, also ebenfalls Jahresablagerungen.

Solche mächtigeren Einlagerungen (< 1 cm bis > 5 cm) in den Laminiten können, soweit die lithologischen Merkmale deutlich sind (Umkehrung der chemisch gesetzmäßigen Folge, Klasteneinschlüsse, Gradierung, basale Erosionen), klar als distale Turbidite eingestuft werden. Vom Becken aus betrachtet und auf das obere Werra-Sulfat bezogen, entsprechen der laminitischen Beckenfazies turbiditische Umlagerungen auf dem Osthang der Eichsfeld-Schwelle. Aus diesem Grund hat die genauere Beachtung der Laminite besonderen Wert.

Laminite sind im oberen und unteren Werra-Sulfat der Beckenfazies in unterschiedlichem Maß am Profilaufbau beteiligt. Gemessen an minimalen und maximalen A10-Mächtigkeiten (19,5 m bzw. 35,1 m) umfassen die Laminite 85 % bzw. 80 %. Dieser Anteil kann noch höher liegen, falls ab Zone jota nur noch karbonatisch regelmäßig feingestreifte Sulfate vorkommen. Das untere Werra-Sulfat enthält dagegen bei 23 m minimaler und 41,7 m maximaler Mächtigkeit nur 40 % bzw. 31 % laminitischen Anhydrits. In beiden Werra-Sulfat-Niveaus sind also die geringsten (Becken-)Profilmächtigkeiten mit dem größten Laminitanteil korreliert.

Auf Grund geochemischer Untersuchungen (z.B. JUNG & KNITZSCHKE 1960; JUNG 1968) werden die Laminite als die jeweils niedrigstsalinaren und zugleich als die untersten Teilbereiche rhythmischer Eindunstungsfolgen innerhalb des Werra-Sulfats herausgestellt. Dies kann auch aus den Beziehungen von Schwellen- und Beckensedimenten bestätigt werden.

In Abhängigkeit von der unterschiedlichen Lösungstiefe im Schwellenbereich und im Becken sind in der Anfangsphase der einzelnen Eindunstungsrhythmen sehr unterschiedlich wirksame Eindunstungsverluste und damit verknüpft stark differierende Sedimentationsraten zu erwarten. Die geringmächtige Lösungssäule über der Schwelle wird viel schneller konzentriert als der tiefe Lösungskörper des Beckens. Es entstehen große Konzentrationsunterschiede, die relativ größeren Verdunstungsverluste im Schwellenbereich werden durch verstärkten Nachfluß ausgeglichen, der wiederum für Nachlieferung absetzbarer Karbonate und Sulfate sorgt. Die morphologischen Besonderheiten sind also verantwortlich für intensive Sulfatbildung im Schwellenbereich und einen sehr schwachen Sulfatabsatz im Becken. Ein relativ hochsalinaries Milieu wird in der Schwellenregion erzeugt, während die Beckenlösung lange auf niedrigerer Konzentrationsstufe verhardt. Bezogen auf das obere Werra-Sulfat entspricht die langanhaltende Laminitbildung der Beckenfazies der überhaupt stärksten Sulfatabscheidung im Schwellengebiet, weil es nicht zum Ausgleich der Konzentrationsunterschiede kommt. Für die Laminite des unteren Werra-Sulfats gelten im Prinzip die gleichen Bedingungen. Allerdings lassen die mehrfachen Eindunstungsrhythmen den wiederholten Ausgleich der Konzentrationsunterschiede erkennen, was durch die noch geringeren Tiefendifferenzen zwischen Schwelle und Becken verständlich wird, und außerdem ist das der Schwellensedimentation zur Verfügung stehende Areal kleiner als zur oberen Werrazeit. Begrenzte Umlagerungen (Turbidite) sind jedoch wegen dieser Zusammenhänge auch innerhalb des unteren Werra-Sulfats zu erwarten.

Die von JUNG (1958) als dolomitisch unregelmäßig unterschiedlich weit gestreift und gebändert bezeichneten Anhydrite sollen nach diesem Autor und nach v. HOYNINGEN-HUENE (1957) nicht sedimentär, sondern durch diagenetisch verursachte "Totalkonkretionierung" aus Laminizonen hervorgegangen sein. RICHTER-BERNBURG (1955) nennt sie Flaseranhydrite. Der Verfasser vorliegender Arbeit hat in diesem Sedimenttyp des unteren Werra-Sulfats ptygmatisch deformierte Sedimentgänge gefunden (Stempedaer Marktweg östlich Steigertal). Damit ist gesichert, daß die Flaserung vor der Entwässerung des Sedimentes vorgelegen hat. Unter Berücksichtigung weiterer, hier nicht auszuführender Kriterien dürfte es sich im lithologischen Sinne um Sulfate mit echter Flaserschichtung handeln. Da sie in den anhydritischen Abscheidungsrythmen des unteren Werra-Anhydrits über den Laminithorizonten folgen, also die Position höhersalinarer Produkte einnehmen, entsprechen sie im generellen Bilde einem stärkeren Ausgleich der Konzentrationsverhältnisse zwischen Becken und Schwelle (Abb. 12). Insofern ist zu erwarten, daß sie am Schwellenhang höher hinaufreichen als laminitische Anhydrite. Andererseits ist ihr geringmächtiges Auftreten innerhalb der Beckenfazies des oberen Werra-Sulfats (Zone kappa z.B.) und ihre noch beckenwärtigere Vertretung durch Laminite ein Zeichen sehr deutlicher Abhängigkeit der Sedimentgefüge von den Konzentrationsunterschieden in der Beckenlösung. Weitere Schlußfolgerungen sind möglich. Flaseranhydrite sind in Abhängigkeit von den Mächtigkeiten mit 54 % bis 63 % am Profilaufbau des unteren Werra-Sulfats beteiligt (A10: 20 % bis 15 %). Dies weist auf geringere Konzentrationsunterschiede zwischen

Schwellen- und Beckenlösung und auf weniger differenzierte Sedimentationsraten hin. Ein stärkeres Vorseilen der Schwellensedimentation ist nur für die einzelnen beckenseitigen Laminitzonen (Zonen gamma, epsilon, eta) anzunehmen, d.h., im wesentlichen ist nur für sie mit begrenzten, zur Umlagerung neigenden Entsprechungen auf dem Schwellenhang zu rechnen.

Die gemaserten Anhydrite sind als dominierender Sedimentationstyp auf die Zone A1 alpha nach JUNG (1958) beschränkt. Ihr Mächtigkeitsanteil am A1u beträgt rund 6 %. Die schwellenseitige Vertretung ist unklar.

Die regelmäßig unterschiedlich weit gestreiften bis gebänderten Sulfate des Schwellenbereichs, vorliegend in den Olistholithen des Olisthostroms und als Klasten proximaler Turbidite, können als die eigentlichen Schwellenhang-Äquivalente der Laminiten und vielleicht auch zum Teil der Flaseranhydrite betrachtet werden. Durch die Umlagerungen ist der ursprüngliche Zusammenhang zerstört worden. Die Untersuchung von Bohrmaterial läßt Präzisierungen erwarten.

Schließlich ist das Problem zu erörtern, ob das Olisthostrom-Material ein Äquivalent in der Beckenfazies besitzt. Auf Grund seiner stratigraphischen Einordnung in das obere Werra-Sulfat kämen nur die in diesem dominierenden Laminitfolgen in Frage. Der steile Abfall vom Olisthostrom zur Beckenfazies und die damit verbundene plötzliche Mächtigkeitsreduktion lassen jedoch keine direkten Äquivalente vermuten. Es könnte eventuell etwas bei der Olisthostrom-Genese freigesetztes sulfatisches und karbonatisches Pelitmaterial in das Becken verfrachtet worden sein.

Die Verteilung der werrasulfatischen Sedimentgefüge in Schwellen- und Beckenregion ist jetziger Kenntnis entsprechend in Abb. 13 dargestellt.

5.7. Zu Randerscheinungen der Turbidit- und Olisthostrom-Genese

Es ist auffallend, daß die Olisthostrom-Masse kaum sulfatische Konkretionen enthält, wie sie sonst für die Sulfatablagerungen so typisch sind. Nach den zahlreichen ihnen gewidmeten Beschreibungen und Deutungen sind sie vor allem in den laminitischen Folgen des Werra-Sulfats zu finden. JUNG (1958) unterscheidet nach der Dimension Perlen, Knoten, Knollen, Kugeln. Der Nachweis ihrer epigenetischen Bildung wird so weitgehend ausgedeutet, daß man die flaserschichtigen Gefüge durch Totalkonkretionierung von Laminiten erklärt (siehe oben). Wenn auch in diesem Punkt mit v. HOYNINGEN-HUENE (1957) einig, lehnt JUNG (1958) die von letzterem vermutete streifenartige Begleitung der Wallsulfate durch die Konkretionen, die zuvor bereits v. GAERTNER (1932) betont hatte, ab, weil ihr Vorkommen sich in allen Bohrungen der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde nachweisen läßt. Setzt man das Vorkommen sulfatischer Konkretionen in allen karbonatisch durchsetzten Anhydritablagerungen voraus, so bleiben die Intensitäten ihres Auftretens sehr unterschiedlich, und ihre Häufung ist in den den Sulfatwall begleitenden Beckenlaminiten besonders stark. Sie erreichen Durchmesser bis zu 0,5 m und durchsetzen das feine Schichtgefüge bisweilen so stark, daß es über größere Aufschlußflächen hinweg vollständig verlorengelht (Anhang, Abb. XVII). Begrenzen wir unsere Aufmerksamkeit auf diesen Typ der Sulfatkonkretionen, so erweist es sich, daß er in

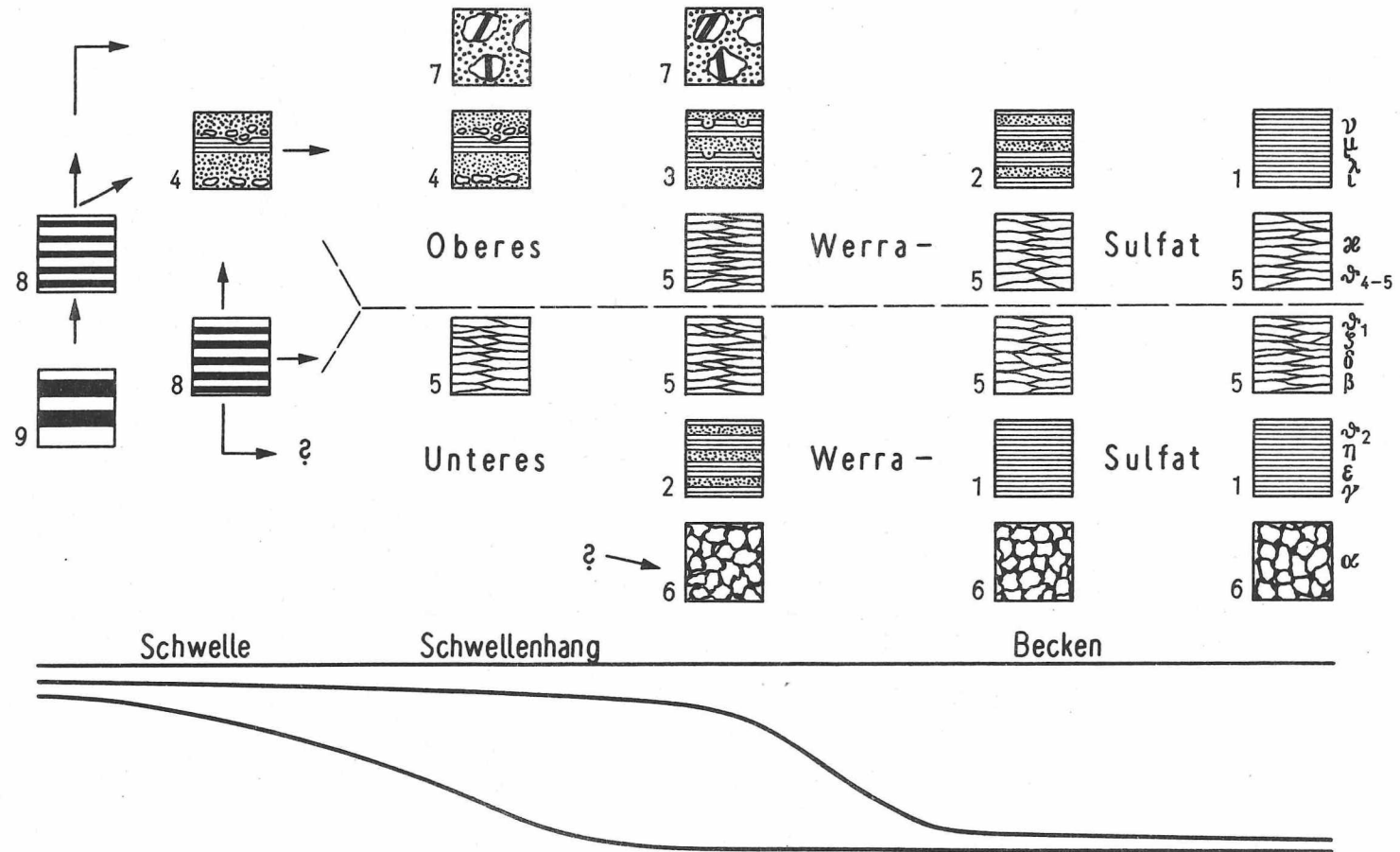


Abb. 13 Verbreitung der Hauptgefügetypen im unteren und oberen Werra-Sulfat von der zentralen Eichsfeld-Schwelle bis zum Beckenbereich. Turbidite der Schwellenregion sind Äquivalente der Laminite im Becken. Olisthostromablagerungen ohne direktes Äquivalent im Becken

1 - vorwiegend Sulfatlaminite, 2 - Laminite mit distalen Turbiditen, 3 - Turbidite des unteren und mittleren Schwellenhangs, 4 - proximale Turbidite, 5 - flaseriges Sulfat, 6 - gemasertes Sulfat im Sinne von JUNG (1958), 7 - Olisthostrom, 8 - karbonatisch regelmäßig verschieden weit gestreifte bis gebänderte Sulfate, 9 - Karbonat-Sulfat-Wechselschichtung. Griechische Buchstaben geben die Verbreitung der verschiedenen Gefügetypen in den Werra-Sulfat-Zonen nach JUNG (1958) an

Laminiten des oberen Werra-Sulfats noch in Aufschlüssen bei Quëstenberg, d.h. etwa 22 km vom Rand der Wallablagerungen entfernt, in großer Menge vorkommt und noch weiter ins Becken reichen dürfte. In Laminitzonen des unteren Werra-Sulfats finden sich derartige starke Häufungen sulfatischer Konkretionen nur in einem wallnahen Streifen.

Der Verfasser stellt diese Konkretionen und ihre Verbreitung in einen engen Zusammenhang mit der Turbiditgenese. Beim Trübestromtransport erfolgt nicht nur Umlagerung fester Materialien, sondern auch Sulfatauflösung. Die Verfrachtung gelöster Stoffe kann noch leichter und weiter vonstatten gehen als die des pelitischen Materials. Gelöstes Sulfat gelangt zum Teil bereits in den Turbiditen selbst (Teilbereiche 3 und 4) wie auch in einem die Wallsulfate begleitenden Saum zum Absatz. Dieser reicht bei den wenig bedeutsamen frühen Umlagerungen des unteren Werra-Sulfats nur wenige Kilometer in die Beckenfazies hinein, während die großen Trübestrome des oberen Werra-Sulfats weit in das Becken hinein wirksam werden. Die Konkretionsbildung ist epigenetisch, da bereits existierende Gefüge durch sie überprägt werden. Damit zeigt die Genese dieses Konkretionstyps große Ähnlichkeit mit der von Hornsteinlinsen turbiditischer Kalke (MEISCHNER 1964).

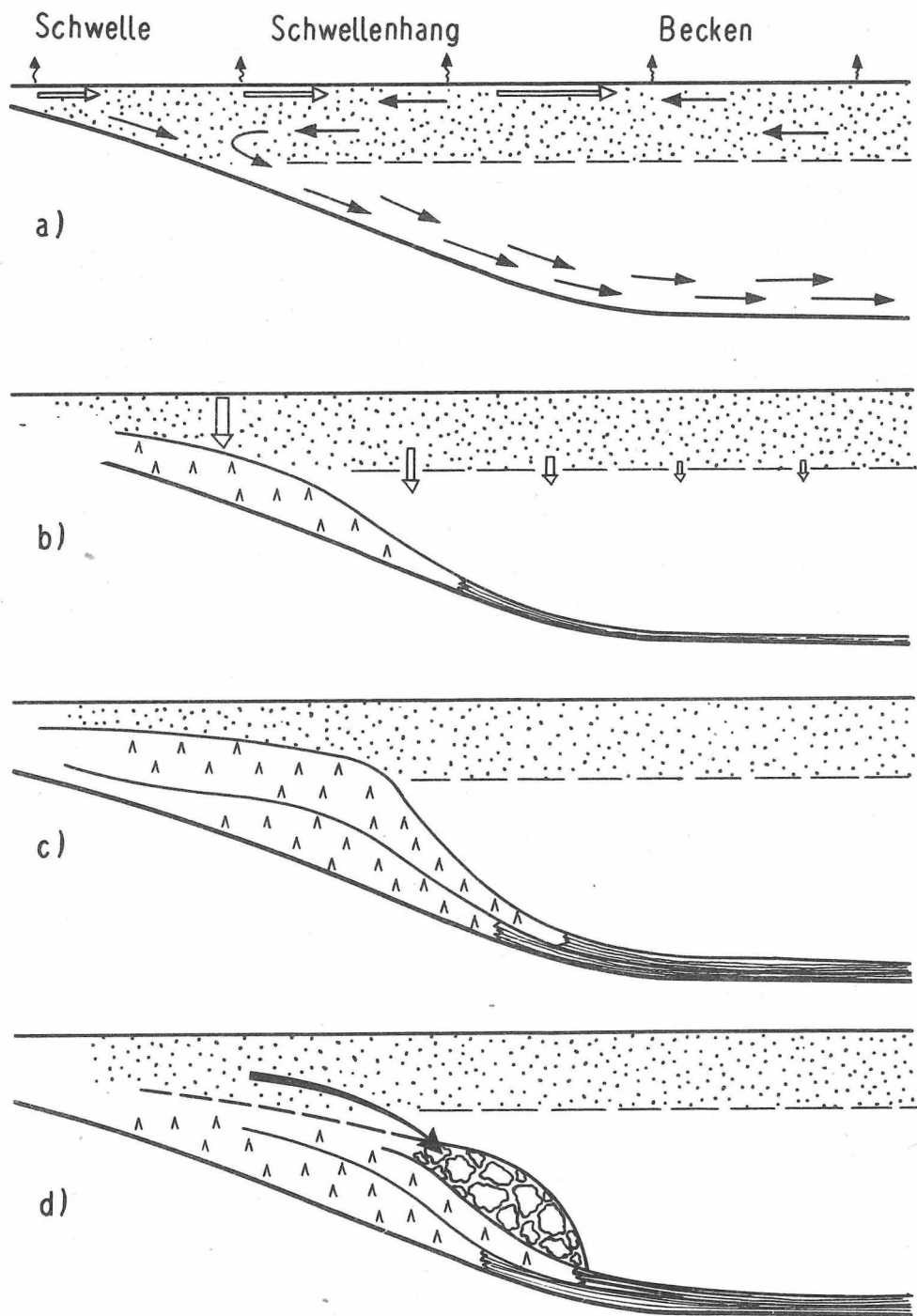


Abb. 14 Modell der Entwicklung der Wallsulfate am Osthang der Eichsfeld-Schwelle (Schema)

- a) Unterschiedliche Lösungstiefen, bedingt durch die Beckenmorphologie, erzeugen bei grundsätzlich gleicher Verdunstungshöhe eine schnellere Konzentration der Ausgangslösungen über den Untiefen als in den tieferen Beckenräumen. Dadurch entsteht ein starkes Konzentrationsgefälle von der Schwelle in Richtung Becken, das durch die Balkenpfeile symbolisiert wird. Die in bezug auf die Mächtigkeit der Lösungssäule über der Schwelle relativ größeren Verdunstungsverluste werden durch einen auf die Schwelle gerichteten Lösungsnachstrom ersetzt, der fortlaufend auch neues Lösungsgut transportiert (siehe auch RICHTER-BERNBURG 1955). Da dieser Mechanismus die Gipssättigung über der Schwelle schneller erreichen läßt als in den Beckenregionen und auf Grund des induzierten Nachstroms eine intensive Sulfatsedimentation hervorrufen muß, entstehen über der Schwelle an CaSO_4 verarmte, jedoch an NaCl vorkonzentrierte Lösungen, die als Unterstrom dem Becken zuwandern. Dieser Unterstrom erzeugt im Lösungskörper eine Dichtegrenze, die eine obere, noch durchlüftete und über dem Becken noch wenig konzentrierte Lösungsschicht (punktiert) und eine sauerstoffarme oder -freie tiefere Lösungsschicht trennt.
- b) Diese Verhältnisse rufen über der Schwellenregion eine intensive Sulfatabscheidung hervor. In Richtung zum Becken nehmen die Sedimentationsraten entsprechend der geringer werdenden Konzentration in der oberen Lösungsschicht ab. Der sauerstoffarme untere Lösungskörper bietet das Milieu für die Sedimentation und die Erhaltung von Laminiten, deren Aufbau weitgehend ein Spiegelbild der Prozesse in der oberen Lösungsschicht ist. Nur bei Angleichung der Konzentrationsverhältnisse über Schwellen- und Beckenbereichen können grundsätzliche Milieuänderungen eintreten. Dieser Fall ist in der Darstellung nicht berücksichtigt worden.
- c) Durch Absenkung der Schwelle vergrößert sich das Areal der Schwellensedimentation. Falls die Sulfatabscheidung mit der Absenkung Schritt zu halten vermag, wird, wie im Falle der Eichsfeld-Schwelle, eine ins Becken sich vorschiebende Sedimentationsterrasse aufgebaut. In ihrem Bereich können turbiditische Umlagerungen auftreten, die sich in der Übergangszone zum Becken mit Laminiten verzahnen (distale Turbidite).
- d) Starke paläotektonische Aktivität im Schwellengebiet kann die Umlagerung bereits teilverfestigter Ablagerungen hervorrufen (Olisthstrom-Bildung). Ein zeitlich zufälliger Zusammenhang zwischen Gips-Anhydrit-Umwandlung und einer Phase besonders intensiver paläotektonischer Aktivität ist möglich.

6. Das Modell der Sedimentationsverhältnisse an der Eichsfeld-Schwelle und im Südharzbecken

Ausgehend von der Analyse werrasulfatischer Sedimentgefüge am Osthang der Eichsfeld-Schwelle und ihrem Vergleich mit den bekannten Gefügetypen der Beckenfazies (u.a. RICHTER-BERNBURG 1955; v. HOYNINGEN-HUENE 1957; JUNG 1958), kann die Entstehung des Sulfatwalles der Eichsfeld-Schwelle und anderer Sulfatwälle des frühen Zechsteinbeckens prinzipiell erklärt werden (Abb. 14). Die Wallsedimente der Eichsfeld-Schwelle haben folgende Ursachen:

- Morphologische Vorbedingungen führen zur Ausbildung unterschiedlicher Lösungstiefen und dadurch zu unterschiedlich wirksamer Eindunstung. Der Verdunstungseinfluß ist bedeutsam über der Schwelle und ihren Randgebieten und gering in den Beckenregionen. Das Ungleichgewicht in den Verdunstungsverlusten wird durch verstärkten Lösungsnachstrom zum Schwellengebiet ausgeglichen und damit der Nachschub abscheidbarer Stoffe gesichert.
- Die differenziert ausgeprägte Verdunstung ruft starke Sulfatabscheidung über den Untiefen hervor. Sie bewirkt in den Beckenräumen wegen nur allmählich zunehmender Lösungskonzentration die Bildung von Laminiten. Auch in den Becken ist die chemisch aktive Schicht auf oberflächennahe Bereiche des Lösungskörpers begrenzt. Zwischen diesen und tieferen Teilen des Lösungskörpers bilden sich Grenzflächen (Pykno- und/oder Thermoklinen) heraus, die den Absatz eines ungestörten laminitischen Bodenkörpers gewährleisten.
- Bei sich angleichender Lösungskonzentration in Schwellen- und Beckenarealen gelangen Flaseranhydrite der Becken, zugleich auf die Schwellenhänge übergreifend, zur Ablagerung. Weitgehende Angleichung der Lösungskonzentration könnte die Sprungschichten im Lösungskörper zerstören, Sedimentbewegung (Flaserschichtung) könnte auftreten, und/oder die im Schwellenbereich eingedunstete, durch starken Sulfatverlust gekennzeichnete schwerere (an NaCl vorkonzentrierte) Lösung wandert den Beckentiefen zu und erzeugt geringe Sedimenttransporte (Flaserschichtung).
- Mehrfach das Gesamtbecken, also das Zechsteinbecken betreffende Lösungsverdünnungen und nachfolgende Konzentrationen verursachen an beckeninternen morphologisch exponierten Stellen, zum Beispiel an der Eichsfeld-Schwelle, rhythmisch sich wiederholende Konzentrationsgefälle, die in stark unterschiedlichen Sedimentationsraten im Schwellen- und Beckenbereich zum Ausdruck kommen. Am Schwellenhang bildet sich allmählich eine durch erhöhte Mächtigkeiten ausgezeichnete Sedimentationsterrasse, die zum Becken abfällt, heraus. Begrenzte Sedimentumlagerungen können auftreten (unteres Werra-Sulfat).
- Längere Perioden einer gesamtbeckenweiten Lösungsverdünnung (oberes Werra-Sulfat) führen zu anhaltenden starken Differenzen zwischen den Sedimentationsgeschwindigkeiten über Schwellenregion und Becken. Das Konzentrationsungleichgewicht bleibt stabil und bedingt starke Mächtigkeitsungleichgewichte. Sedimentumlagerungen sind die Folge.
- Die Resedimentation betrifft zunächst nur das Lockermaterial der Schwelle. Es entstehen Sulfatturbidite, die auf Grund des Transportmechanismus von Trübestömen auch über den Schwellenhang hinaus in benachbarte Beckenräume getragen werden kön-

nen (distale Turbidite). Distale Turbidite schalten sich in die Laminite der Becken ein und erzeugen deren Mächtigkeitzzunahme nahe den Schwellengebieten.

- Ist die Gesamtentwicklung dynamisch, d.h., zeigen die Schwellenregion und benachbarte Becken bei anhaltendem Konzentrationsungleichgewicht zunehmende Senkungstendenz, mit der die Schwellensedimentation Schritt halten kann, so wird der zunächst nur morphologisch und durch die differenziert wirksame Eindunstung geförderte Prozeß intensiv verstärkt. Das Mächtigkeitzzungleichgewicht wächst. Die turbiditische Resedimentation kann in die Umlagerung teilverfestigter und verfestigter Materialien übergehen. Es entstehen Sulfat-Olisthostrome.
- Auslösende Mechanismen der Umlagerungsprozesse können seismotektonische Aktivitäten sein, Hauptursache bleibt der gravitativ notwendige Ausgleich zwischen dem Massenüberschuß der Schwelle und dem Massendefizit des Beckens.
- Diese komplizierten, wechselwirksamen Prozesse können sich auch gegenseitig hemmen. Zu schnelle Absenkung der Schwelle würde zur Verringerung der Konzentrationsunterschiede der Lösung über Schwelle und Becken und damit zur Angleichung der Sedimentationsraten führen. Ihre zu langsame Absenkung brächte die Schwellensedimentation spätestens an der oberen Lösungsgrenze zum Stillstand.
- An jeder Schwelle des Zechsteinbeckens sind etwas abweichende Bedingungen zu erwarten, so daß das Modell der Sedimentationsverhältnisse der Eichsfeld-Schwelle nicht schematisch auf jedes Schwellen- und Beckensystem des werrazeitlichen Sedimentationsraumes übertragen werden darf. Es ist damit zu rechnen, daß im Bereich der meisten werrazeitlichen Schwellen nur turbiditische Umlagerungen nachweisbar sein dürften, daß Olisthostrome wie an den Hängen der Eichsfeld-Schwelle Ausnahmeerscheinungen sind.
- Schließlich ist darauf hinzuweisen, daß die Umlagerungen an anderen Schwellen nicht unbedingt hauptsächlich an das obere Werra-Sulfat gebunden sein müssen. Das Wechselspiel tektonischer und physikochemischer Prozesse gibt den Ausschlag.

7. Paläotektonische Schlußfolgerungen

Die Eichsfeld-Schwelle stellt - bezogen auf den variszischen Untergrund - eine diskonforme, die Hessische Senke östlich begleitende Inversionsstruktur dar, die sich im Saxon entwickelt, werrazeitlich zunächst ein subaerisch aufragendes insel- oder halb-inselförmiges Gebiet bildet und im Laufe der Werra-Zeit der allgemeinen Senkungstendenz der Mitteleuropäischen Senke folgend unter das beckeninterne Ausgleichsniveau absinkt. Die während dieses Vorgangs entstehenden begleitenden mächtigen Sulfatwälder sind wie sie submeridional orientiert und bieten ein Musterbeispiel der im südlichen Randbereich der Mitteleuropäischen Senke vielfach auftretenden Bindung der Sedimentation an NNE und z.T. NE streichende und durch Schwellen getrennte Absenkungsräume. Das Gesamtsystem des Schwellenzuges ist bereits bis in die Altmark verfolgbar, zeigt jedoch abschnittsweise eine unterschiedlich intensive paläodynamische Aktivität. Der werrazeitlich aktivste Schwellenbereich ist der der Eichsfeld-Schwelle i.e.S., er endet nördlich des Fallsteins im Subherzynen Becken. Für die Begrenzung der Becken und unterschiedlich aktiven Schwellenabschnitte im Streichen sind synsedimentär wirksame NW verlaufende, also kreuzende Störungszonen verantwortlich.

Das allgemeine paläotektonische Verhalten der Eichsfeld-Schwelle ist den Verhaltensweisen anderer beckeninterner Schwellen der frühen Zechsteinsenke sehr ähnlich. Auch diese zeigen, selbst bei anderer Orientierung, primären Ausfall von Kupferschiefer, das teilweise oder vollständige Fehlen des Zechsteinkarbonats (Herzberger Insel, Wielkopolski-Schwelle), folgen dem Gesamtverhalten der Senke durch ihre Inversion und werden von Querstörungen unterteilt, die unterschiedliche paläotektonische Aktivität ihrer Teile hervorrufen.

Besonderheiten der Entwicklung der Eichsfeld-Schwelle werden durch die erst während der werrazeitlichen Sulfatsedimentation eintretende, also etwas spätere vollständige Absenkung unter das beckeninterne Ausgleichsniveau und durch die daraus abzuleitende Schnelligkeit des Vorgangs deutlich, die wiederum die Bildung sehr mächtiger und relativ breiter Wallzonen bedingt und zugleich die Neigung der Ablagerungen zur Umlagerung erklärt. Kennzeichnend für die Eichsfeld-Schwelle ist ferner die während der gesamten Hauptabsenkungsetappe der Mitteleuropäischen Senke festzustellende Wirksamkeit, wenn auch mit einer im Streichen nach Norden sich verlagernden Hauptaktivität. Sie bildet ein spezifisches, sich während der frühen Beckenentwicklung wieder belebendes Element, das für die weitere Ausgestaltung und Differenzierung des Beckens an Bedeutung gewinnt.

Literatur

- ARCHANGEL'SKIJ, A.D.: Sedimentgleitungen am Boden des Schwarzen Meeres und die Bedeutung dieses Phänomens für die Geologie.
Bull. Soc. Naturalistes Moscou, N. S. Moskau 38 (1930), S. 32-80
(russ. mit engl. Zusammenfass.)
- BORCHERT, H.: Ozeane Salzlagerstätten.
Berlin: Verlag Gebr. Borntraeger 1959, 237 S.
- BORCHERT, H.; BAIER, E.: Zur Metamorphose ozeaner Gipsablagerungen.
N. Jb. Min., Abh., Stuttgart 86 (1953) 1, S. 103-154
- BRAITSCH, O.: Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. In: Mineralogie und Petrographie in Einzeldarstellungen, Bd. III, 232 S.
Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag 1962 (1962a)
- BRAITSCH, O.: Die Entstehung der Schichtung in rhythmisch geschichteten Evaporiten.
Geol. Rdsch., Stuttgart 52 (1962) 1, S. 405-417 (1962b)
- CODY, R.D.: Growth and early diagenetic changes in artificial gypsum crystals grown within bentonite muds and gels.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 87 (1976) 8, S. 1163-1168
- CROWELL, J.C.: Origin of pebbly mudstones.
Geol. Soc. Amer. Bull., New York 68 (1957) 2, S. 993-1010
- DAVIES, G.R.; LUDLAM, ST.D.: Origin of laminated and graded sediments, Middle Devonian of Western Canada.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 84 (1973) 11, S. 3527-3546
- DOTT, H.R.: Dynamics of subaqueous gravity depositional processes.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa 47 (1963) 1, S. 104-128
- DZUZYNSKI, S.; KSIAZKIEWICZ, M.; KUENEN, PH.H.: Turbidites in flysch of the polish Carpathian Mountains.
Geol. Soc. Amer. Bull., New York 70 (1959) 8, S. 1089-1118
- DZUZINSKI, S.; WALTON, E.K.: Sedimentary features of flysch and greywackes (Developments in sedimentology 7).
Amsterdam, London, New York: Elsevier Publ. Comp. 1965, 274 S.
- FLORES, G.: Discussion.
4th World Petroleum Congr., Roma 1955, Proc. Sect. I-A-2, 5, S. 120-121
- GAERTNER, H.R. VON: Petrographie und paläogeographische Stellung der Gipse vom Südrande des Harzes.
Jb. preuß. geol. Landesanst., Berlin 53 (1932), S. 656-694
- GÖRLER, K.; REUTTER, K.-J.: Entstehung und Merkmale der Olisthostrome.
Geol. Rdsch., Stuttgart 57 (1968) 2, S. 484-514
- GOTTESMANN, W.: Petrogenese und Fazies des Werraanhydrits aus einigen Bohrungen in Südbrandenburg.
Geologie, Berlin 13 (1964) 10, S. 1163-1190
- HARLETT, J.C.; KULM, L.D.: Suspended sediment transport on the northern Oregon continental shelf.
Geol. Soc. Amer. Bull., Boulder 84 (1973) 12, S. 3815-3826
- HERRMANN, A.; RICHTER-BERNBURG, G.: Frühdiagenetische Störungen der Schichtung und Lagerung im Werraanhydrit (Zechstein 1) am Südharz.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 105 (1955), S. 689-702
- HOYNINGEN-HUENE, E. VON: Die Texturen der subsalinaren Anhydrite im Harzvorland und ihre stratigraphische und fazielle Bedeutung.
Geologie, Beih., Berlin 18 (1957), 47 S.
- HOYNINGEN-HUENE, E. VON: Stratigraphische Korrelationsschemata für das Siles und das Perm der Deutschen Demokratischen Republik.
Abh. zentr. geol. Inst., Berlin 7 (1968), XII und 133 S.

- IVANOV, A.A.; VORONOVA, M.L.: Halogene Formationen.
Moskau, Verlag Nedra 1972, 328 S. (russ.)
- JARŽEMSKIJ, J.J.; PROTOPOPOV, A.L.; LOBANOVA, V.V.; GERASSIMOVA, V.V.; MELKOVA, N.V.;
CHODKOVA, S.V.; BLASKO, L.P.: Atlas der Strukturen und Texturen halogener Ge-
steine der UdSSR.
Leningrad, Verlag Nedra 1974, 229 S. (russ.)
- JORDAN, H.: Neue taxionomische und biostratigraphische Ergebnisse mikropaläontologi-
scher Untersuchungen im germanischen Zechsteinbecken unter besonderer Berück-
sichtigung der Ostracoden.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 13 (1968) 2, S. 199-213
- JUNG, W.: Zur Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Zechstein 1) im Bereich der
Sangerhäuser und Mansfelder Mulde.
Geologie, Beih., Berlin 24 (1958), 87 S.
- JUNG, W.: Über Gesteinstypen, Faziesdifferenzierungen und zyklisch-rhythmische
Sedimentation im deutsch-polnischen Zechstein.
XXIIIrd internat. geol. Congr., Praha 8 (1968), S. 211-225
- JUNG, W.; KNITZSCHKE, G.: Kombiniert-feinstratigraphisch-geochemische Untersuchungen
der Anhydrite des Zechsteins 1 im SE-Harzvorland.
Geologie, Berlin 9 (1960) 1, S. 58-72
- KINSMAN, D.J.J.: Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic
features of shallow-water and supratidal evaporites.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa 53 (1969) 4, S. 830-840
- KROPAČEVA, S.K.: Prozesse der Dehydration von Gips in obertortonischen chemogenen
Ablagerungen der Vorkarpaten.
Dokl. AN SSSR, serija geol., Moskau 202 (1972) 5, S. 1181-1184 (russ.)
- KUENEN, PH.H.: Marine Geology.
New York: Wiley 1950, 568 S.
- LANGBEIN, R.; SEIDEL, G.: Zur Geologie im Gebiet des Holunger Grabens (Ohmgebirgs-
grabenzone).
Geologie, Berlin 9 (1960) 1, S. 36-57
- LOTZE, F.: Steinsalz und Kalisalze. I. Teil (Allgemein-geologischer Teil).
Berlin: Verlag Gebr. Borntraeger 1957, 465 S.
- LUDWIG, A.O.: Die Eislebener Schichten (Saxon) als Übergang zum Tafeldeckgebirge.
Veröff. Zentralinst. Physik d. Erde, Potsdam 44 (1977) (im Druck)
- MEIER, R.: Zu einigen Sedimentgefügen der Werra-Sulfate (Zechstein 1) am Osthang
der Eichsfeld-Schwelle.
Z. geol. Wiss., Berlin 3 (1975) 10, S. 1333-1347
- MEIER, R.: Die Bedeutung der Barrentheorie, ein Beispiel für die Entwicklung
einer geologischen Theorie.
Mitt. GGW, Berlin 4 (1976) 3, S. 12-19
- MEIER, R.; HOYNINGEN-HUENE, E. VON: Die Ausbildung der Werra-Serie (Zechstein 1)
am südlichen Harzrand. In: Exkursionsführer für die Exkursion B der Vor-
trags- und Exkursionstagung "100 Jahre Barrentheorie" der Gesellschaft für
Geologische Wissenschaften der DDR vom 26. bis 29. Oktober 1976 in Erfurt,
S. 16-37
- MEISCHNER, K.-B.: Allodapische Kalke, Turbidite in riff-nahen Sedimentations-
Becken. In: Developments in sedimentology 3: Turbidites, S. 156-191
Amsterdam, London, New York: Elsevier Publ. Comp. 1964
- OCHSENIUS, C.: Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze etc.
Halle: Pfeffer 1877
- PATZELT, G.: Zum Problem submariner Gleitmassen im Variszikum des Ostharzes und
einige stratigraphische Konsequenzen.
Z. geol. Wiss., Berlin, Themenheft 1 (1973), S. 145-154

- RICHTER-BERNBURG, G.: Über saline Sedimentation.
Z. dt. geol. Ges., Hannover 105 (1955), S. 593-645
- RICHTER-BERNBURG, G.: Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelation
im Zechstein.
Geol. Rdsch., Stuttgart 49 (1960) 1, S. 132-148
- SCHMALZ, R.E.: Deep water evaporite deposition: A genetic model.
Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., Tulsa 53 (1969) 4, S. 798-823
- SEIDEL, G.: Zechstein. In: Geologie von Thüringen, S. 516-553.
Gotha, Leipzig: VEB Herrmann Haack 1974
- STEINER, W.: Siles und Rotliegendes nördlich des Thüringer Waldes. In: Geologie
von Thüringen, S. 443-515.
Gotha, Leipzig: VEB Herrmann Haack 1974
- STRACHOV, N.M.: Grundzüge der Theorie der Lithogenese. Bd. III.
Moskau: AN SSSR 1962, 550 S. (russ.)
- TESCHKE, H.-J.; SCHWAB, G.: Über die Entwicklung epivariszischer Tröge in
der Mitteleuropäischen Senke auf der Skythischen und Turanischen Jungen Tafel.
In: Die orogene Entwicklungsetappe der Varisziden Mitteleuropas und der UdSSR,
S. 120-131.
Moskau: Verlag Nauka 1977 (russ.)
- UNRUG, R.: Istebua Beds, a fluxoturbidity formation in the Carpathian flysch.
Ann. Soc. géol. Pologne, Kraków 33 (1963) 1, S. 49-92
- ZÄNKER, G.: Über einige sedimentäre und diagenetische Gefügemerkmale in chlori-
dischen Salinarablagerungen.
Ber. dt. Ges. geol. Wiss., Berlin A 15 (1970) 4, S. 495-502
- ✓ ZARKOV, M.A.: Paläozoische salzführende Formationen der Welt.
Novosibirsk: Verlag Nedra 1974, 392 S. (russ.)
- ✓ ZARKOVA, T.M.: Über die Genese von Anhydrit in Ablagerungen kambrischer salz-
führender Formationen der Sibirischen Tafel. In: Geologie und Kalisalz-
höffigkeit der Sibirischen Tafel und anderer salinarer Akkumulationsge-
biete der UdSSR, S. 217-228.
Moskau: Verlag Nauka 1970 (russ.)
- ✓ ZARKOVA, T.M.: Gesteinstypen der kambrischen salzführenden Formationen der
Sibirischen Tafel.
Novosibirsk: Verlag Nauka 1976, 302 S. (russ.)
- ... Neues aus der Meerestechnik. Ergebnisse der Jubiläumsfahrt der "Meteor".
Erdöl-Erdgas-Z., Wien - Hamburg 88 (1972) 1, S. 33



Abb. 1:

Sulfat-Turbidite (oberflächennahes, vergipstes Werra-Anhydrit)

Gebankte Abfolge; zu erkennen sind sowohl die liegenden, helleren sulfatischen Teilbereiche (Bänke), meist handelt es sich um die Teilschicht 2, als auch die nachfolgenden dunkleren, sulfatisch-karbonatisch geschichteten Teilbereiche (»Zwischenmittel«). An der Basis einer Bank treten asymmetrisch verformte Belastungsmarken hervor (Pfeile). Oben eine mächtige Teilschicht 1 (sulfatisch-grobklastische Ablagerung), die erosiv ins Liegende greift, Bruch des VEB Modellgips Ellrich, Nordhang des Höhenzuges von Mühlberg und Himmelberg, Aufschluß 1, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. II:

Sulfat-Turbidit (oberflächennahes, vergipstes Werra-Anhydrit)

Sulfatisch-grobklastischer basaler Teilbereich einer turbiditischen Einheit von dunklerer sulfatisch-karbonatischer Matrix durchsetzt. Die Klasten sind eingeregelt, jedoch schlecht sortiert und von unterschiedlichster Form. Anschließend Teilbereich 2, von kleinen karbonatischen Klasten durchsetzt, keine echte Schichtfuge zwischen den Teilbereichen 1 und 2. Gesamtmächtigkeit $\sim 0,60$ m. Gipsbruch des VEB Leunawerke an den Hörninger Kuppen, Aufschluß 2, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. III:

Turbidit (oberflächennahes, vergipstes Werra-Anhydrit)

Sulfatischer Teilbereich 2 in basaler Position mit asymmetrisch deformierten Belastungsmarken (Flammenstrukturen). In der hellen ungeschichteten Sulfatmasse zahlreich kleine Karbonatklasten. Der sulfatisch-karbonatische feinkörnige (dunklere) Teil dieser Bank ist geringmächtig entwickelt. Darüber Teilbereich 3, von kleinen Sulfatkonkretionen durchsetzt. Bruch des VEB Modellgips Ellrich, Nordhang des Höhenzuges von Mühlberg und Himmelberg, Aufschluß 1, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

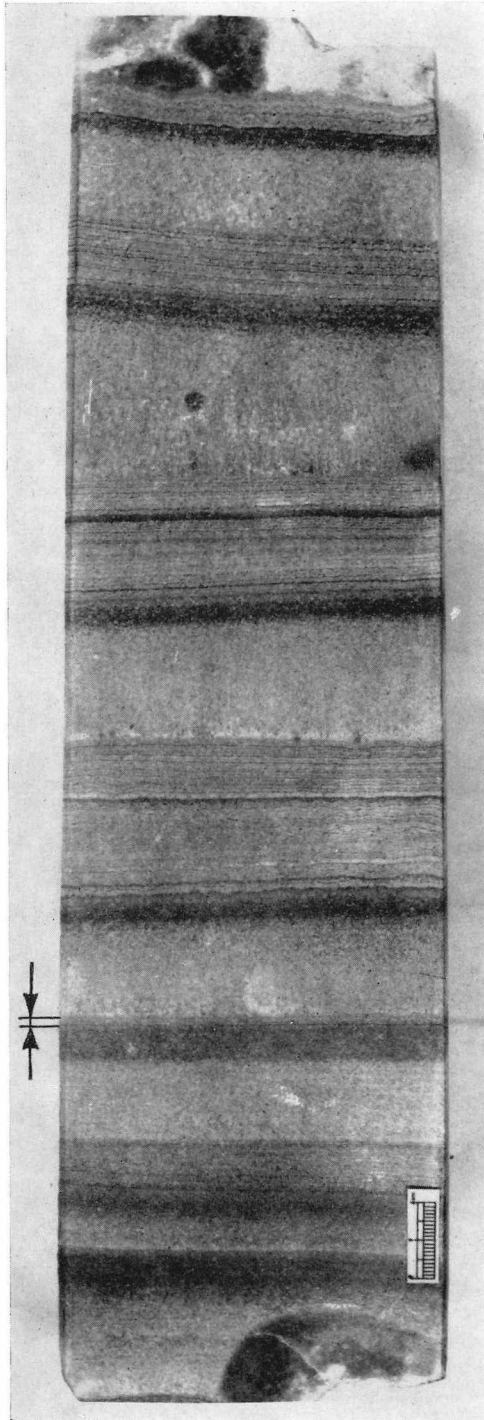


Abb. IV:

Turbidit (Anhydrit)

Feinstlaminitischer Anhydrit wird von ungeschichteten distalen Turbiditeinschaltungen durchsetzt. Sie beginnen mit hellem Sulfat, das in karbonatische Teilbereiche übergeht. Man beachte die mit Pfeilen gekennzeichneten, nur wenigen Laminen, die zwei distale Trübestromablagerungen trennen! Bohrung Unstrut 1/57, südlich Nebra, Teufe 1016 m. Foto: E. v. HOYNINGEN - HUENE

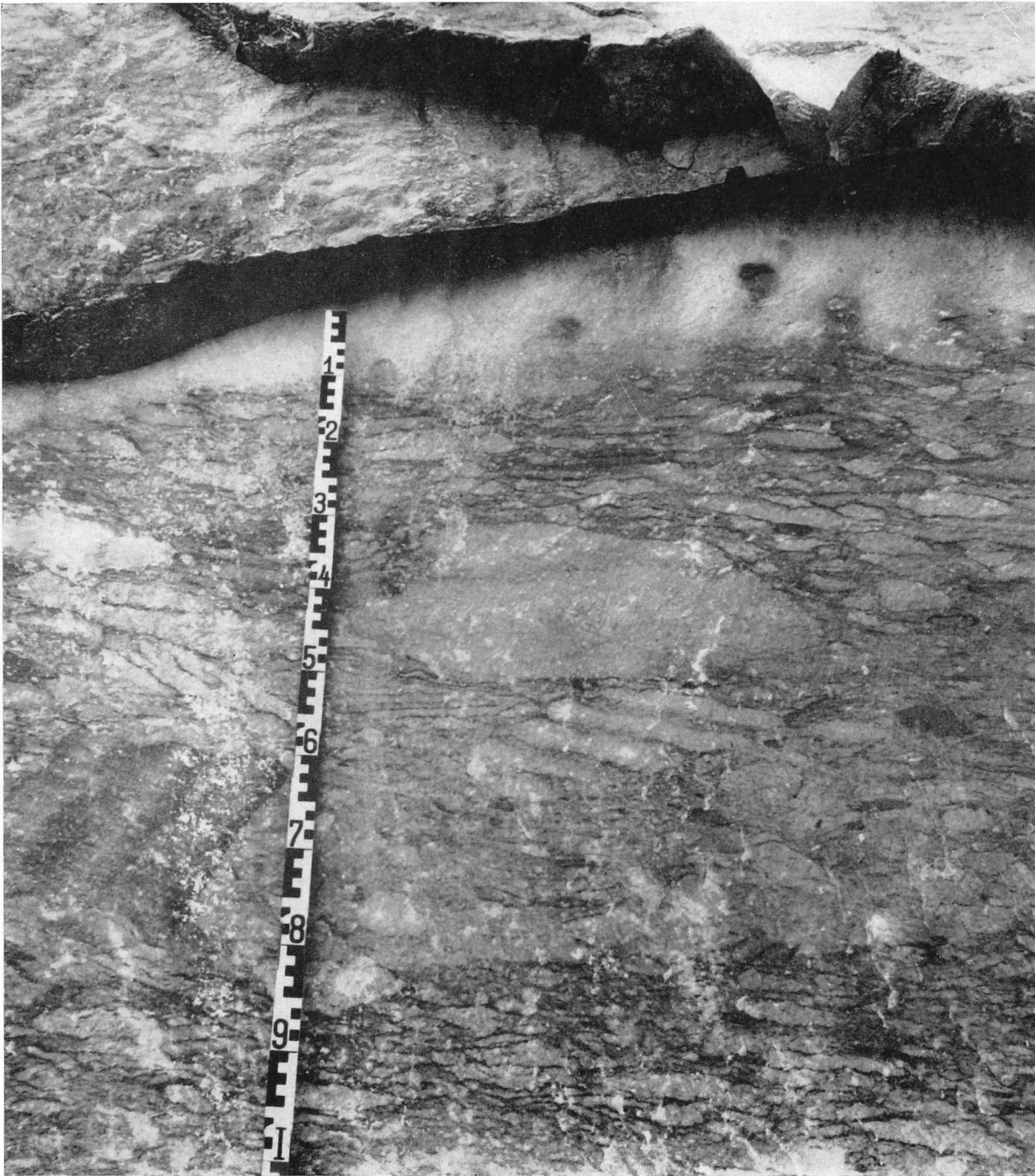


Abb. V:

Olistostrom (Anhydrit)

Geregelte kleinstückige Olistostrom -Masse. Längsachse des größten Klasts etwa 0,6 m (Bildmitte). Kantige Bruchstücke schlecht eingeordnet (linker Bildrand). Anhydritbruch des VEB Leunawerke, nördlicher Hang des Kohnsteins, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

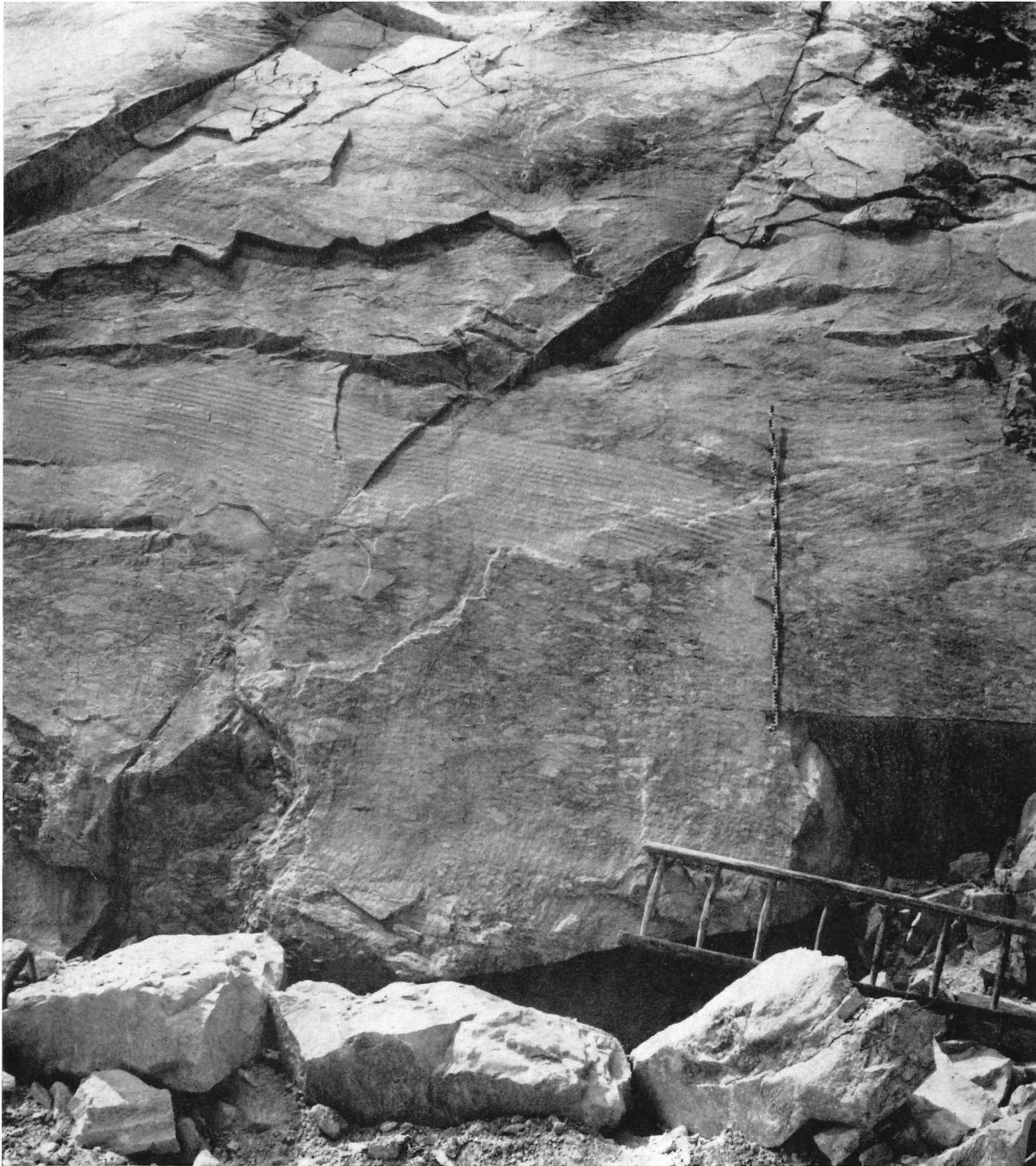


Abb. VI:

Olisthstrom (Anhydrit)

Geregelte kleinstückige Olisthstrom-Masse mit eingeschlichtetem, intern gut geschichtetem (regelmäßig grob und weit gestreiftem) anhydritischem Großklast (Länge etwa 6,0 m). Anhydritbruch des VEB Leunawerke, nördlicher Hang des Kohnsteins, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

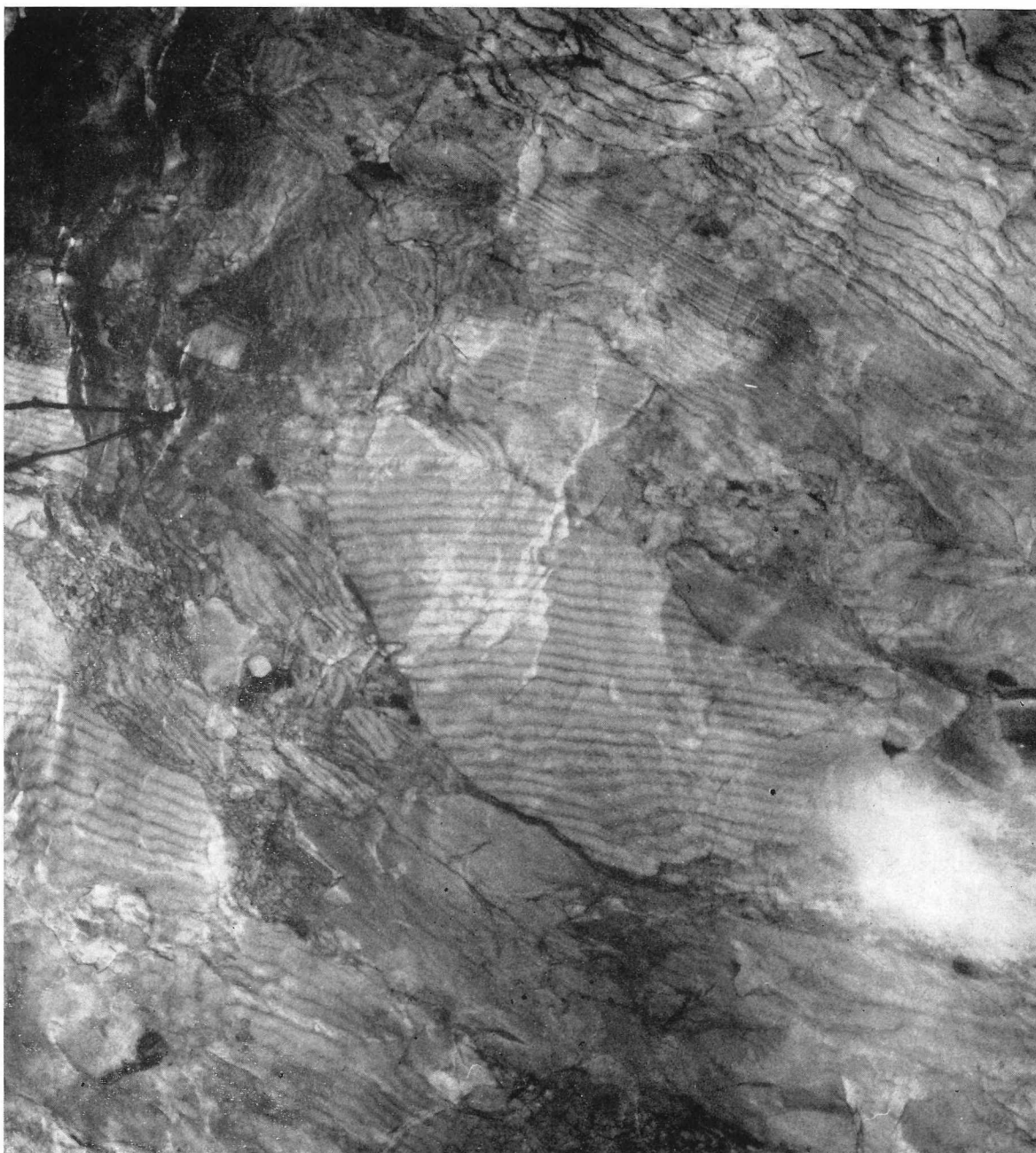


Abb. VII:

Olisthstrom (Anhydrit)

Großklast (Längsdurchmesser etwa 2,5 m) von Saumklasten umgeben; geringer Matrixgehalt. Stollensystem unter dem Kohnstein, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. VIII:

Olisthostrom (Anhydrit)

Großklast (Längsdurchmesser etwa 5 m) innerhalb unterschiedlich aufgebauter Brekzienmasse. Oben und seitlich rechts flaserschichtartiges brekziöses Olisthostrom-Gefüge; keine echte Schichtung! In den Großklast sind Bruchstücke anderen Materials eingepreßt (z. B. oben rechts). Stollensystem unter dem Kohnstein, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. IX:

Olisthostrom (Anhydrit)

Großklasten und Riesenklast (oben rechts), verknüpft durch unterschiedliche Mengen karbonatreicher, kleinklastisch durchsetzter Matrix. Fast unmittelbarer Kontakt zwischen Riesenklast und sich anschmiegendem Großklast (oben links). Stollensystem unter dem Himmelberg bei Woffleben, Aufschluß 6, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

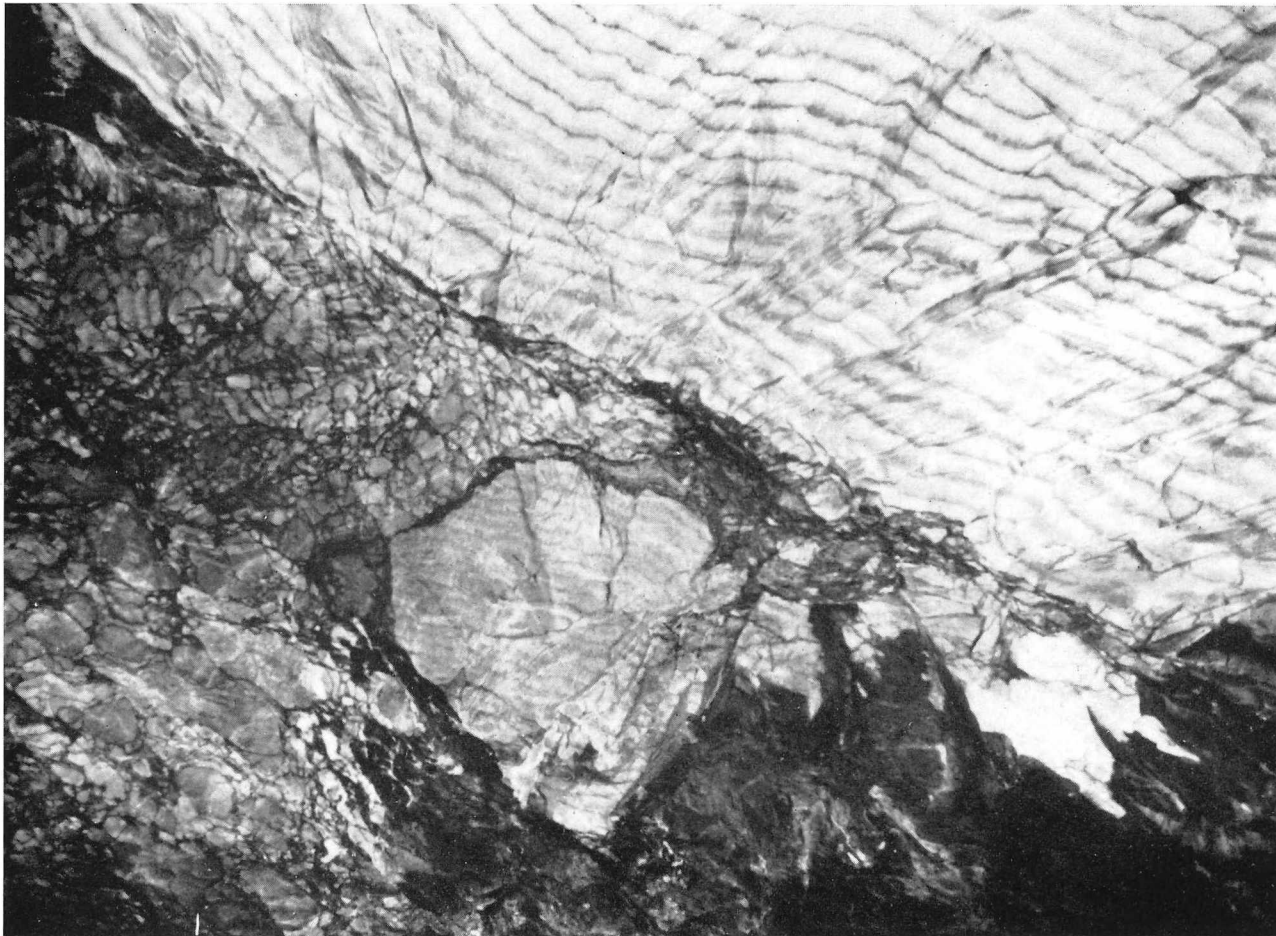


Abb. X:

Olisthstrom (Anhydrit)

Riesenklast von vorwiegend kleinstückigem und an Matrix reichem Material umgeben. Stollensystem unter dem Himmelberg bei Woffleben, Aufschluß 6, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. XI:

Olisthostrom (Anhydrit)

Eingeregelttes kleinklastisches Olisthostrom-Material. Einzelne gröbere Klasten in ihrer Form vom Interngefüge abhängig. Oben rechts sehr fein zerriebenes, karbonatisch durchsetztes Sulfat. Anhydritbruch des VEB Leunawerke, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

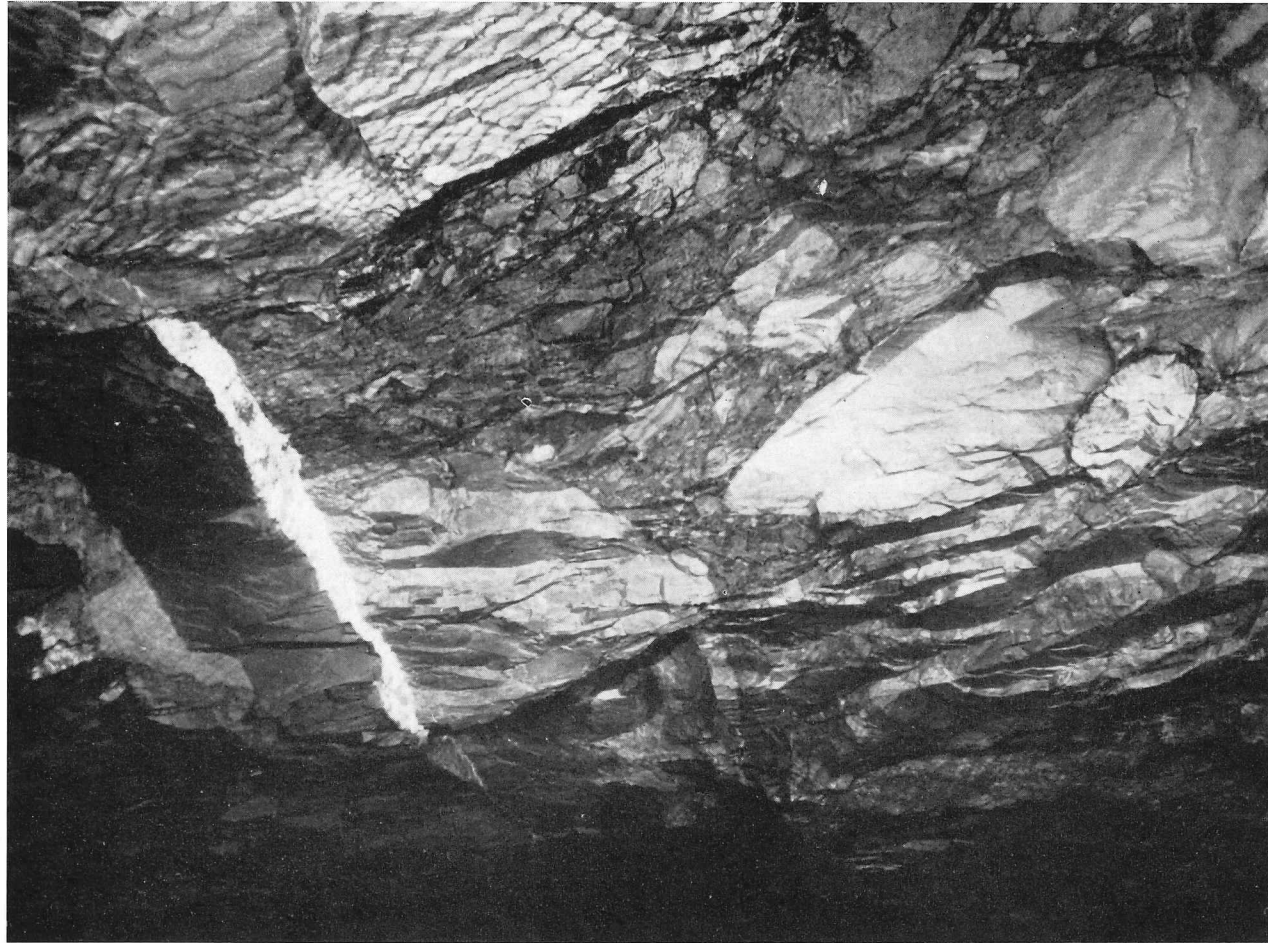


Abb. XII:

Olisthostrom (Anhydrit)

Oben links Riesenklast mit karbonatisch regelmäßig feingebändertem Interngefüge, scheinbare Unregelmäßigkeiten der internen Schichtung durch Anschnitte bedingt. Ferner linsen- und stromlinienartig geformte, intern homogene Großklasten in typischer Olisthostrom-Masse. Stollensystem unter dem Himmelberg bei Woffleben. Aufschluß 6, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

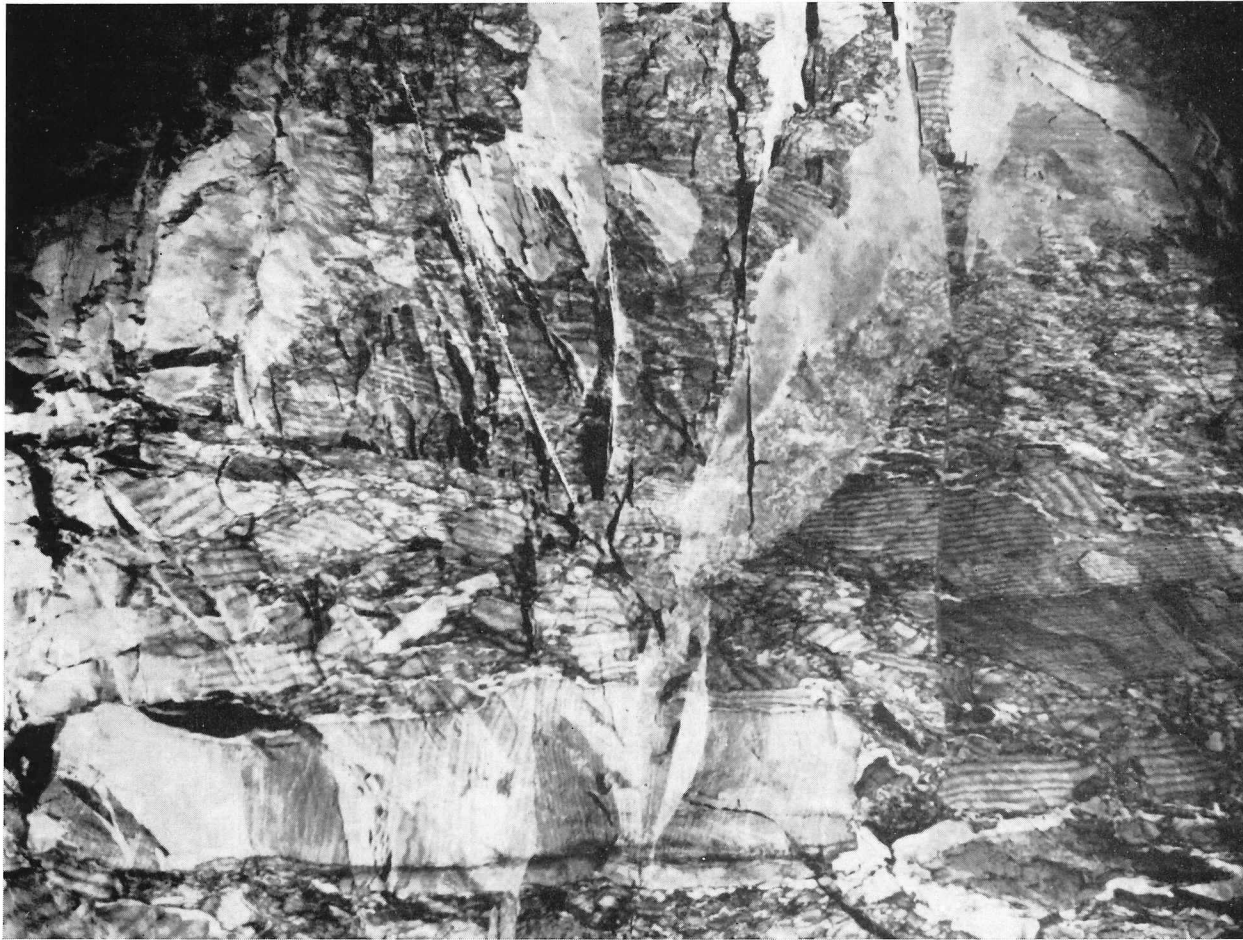


Abb. XIII:

Olisthostrom (Anhydrit)

Angenähert vollständige Einregelung kleiner Olistholithe. Großer Klast (etwa 5 m lang) eingeregelt, mit senkrecht zur Längsachse verlaufender engständiger Schichtung. Stollensystem unter dem Himmelberg bei Woffleben, Aufschluß 6, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. XIV:

Olisthostrom (Anhydrit)

Riesenklast der Dimension $n \times 10^3 \text{ m}^3$ mit stark deformiertem Interngefüge. Die Bänderung ist stauchungsartig verbogen, Umbiegung oben rechts zu erkennen. Anhydritbruch des VEB Leunawerke, Aufschluß 7, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser



Abb. XV:

Olisthostrom (Anhydrit)

Sehr unterschiedliches klein- und großklastisches Sulfatmaterial bildet den Olisthostrom-Körper. Stollensystem unter dem Himmelberg bei Woffleben, Aufschluß 6, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

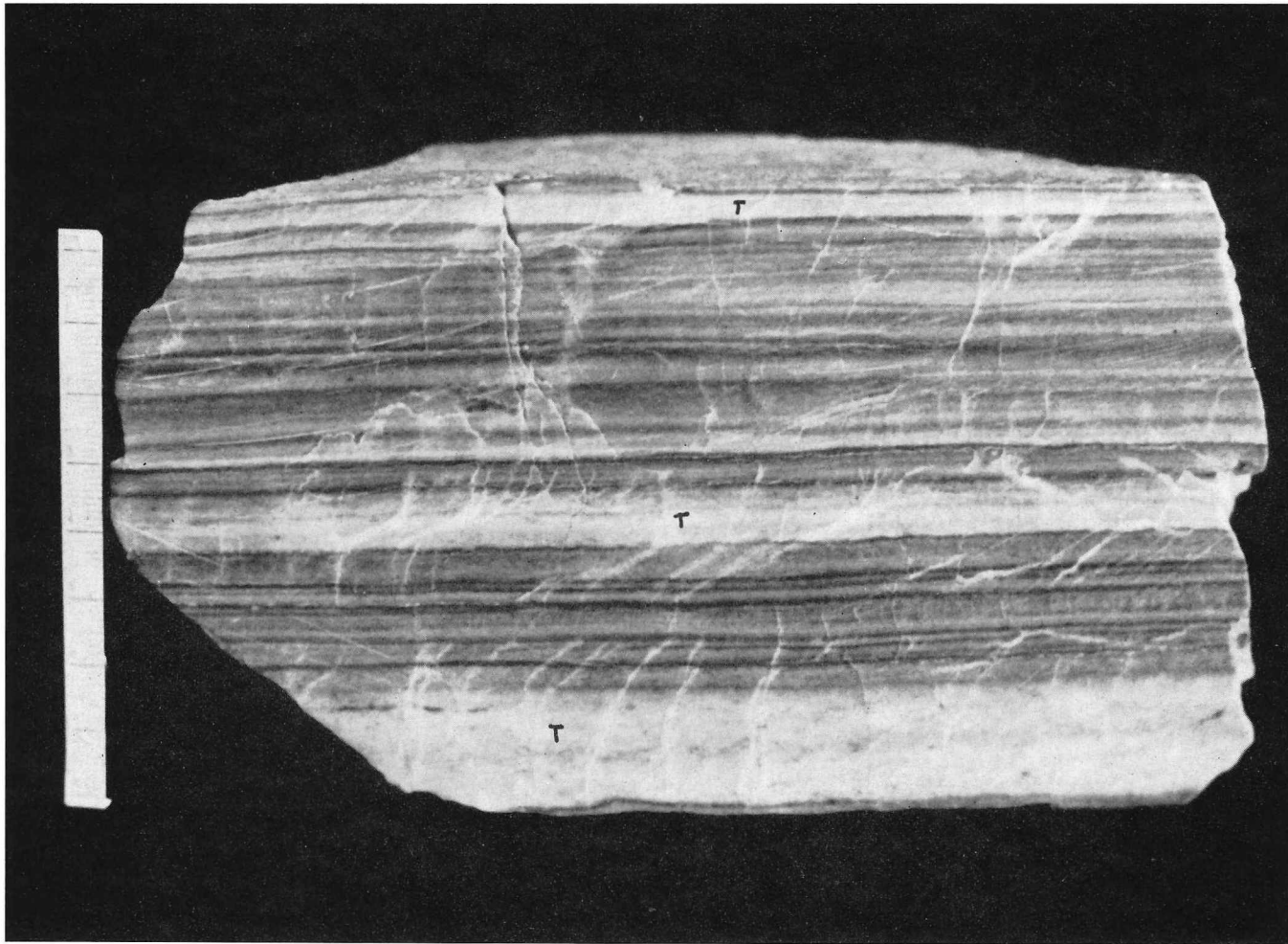


Abb. XVI:

Distale Turbidite (T) in Laminiten des oberen Werra-Sulfats. Feinverteilte Laminitklasten im hellen turbiditischen Sulfat, feine Erosionsspuren an seiner Basis. Stempedaer Marktweg östlich Steigertal, Aufschluß 3, siehe Abb. 2.

Foto: L. HANNEMANN

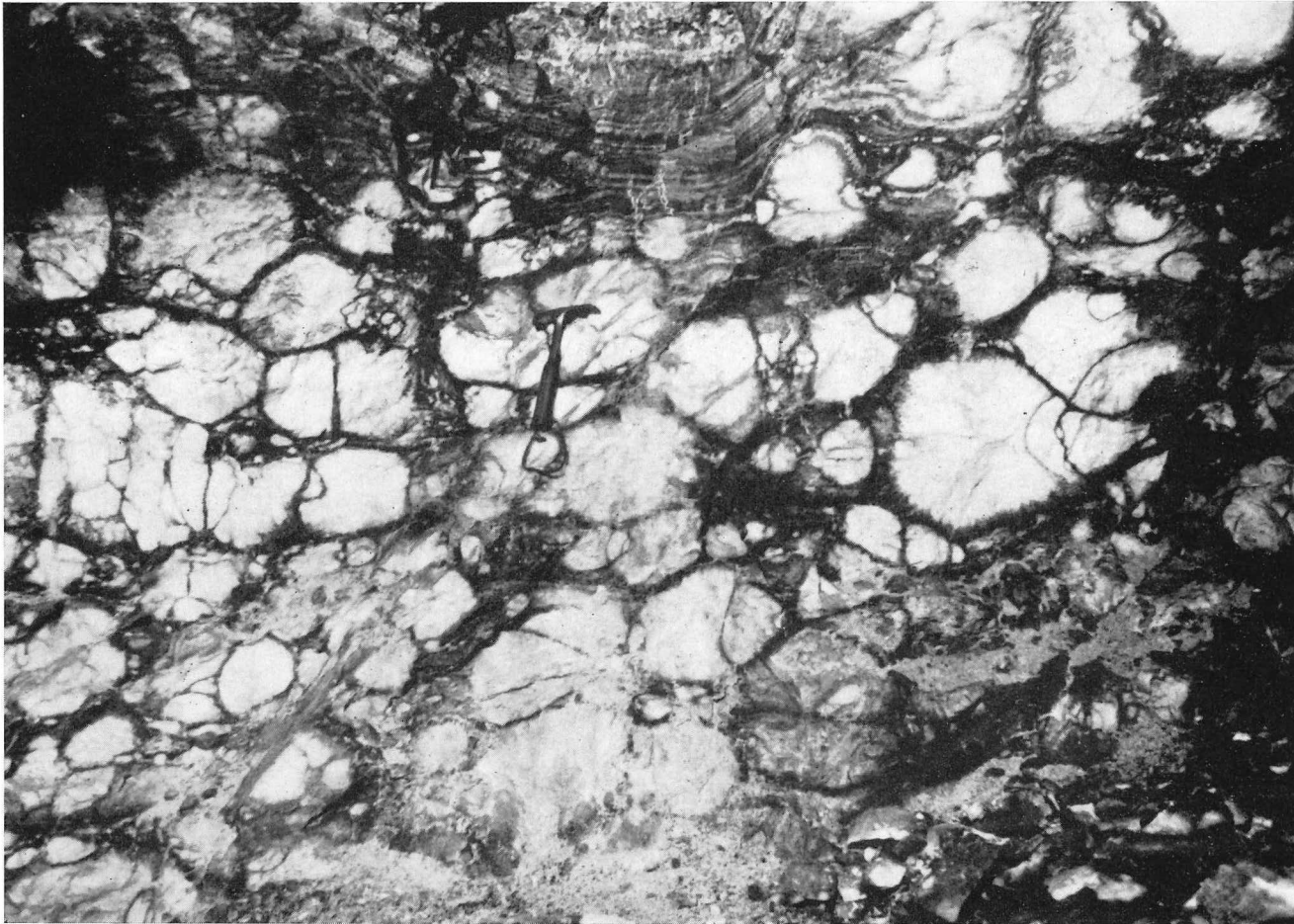


Abb. XVII:

Sulfatkonkretionen (sog. Alabasterkugeln) massenhaft in karbonatisch-sulfatischer Laminitzone. Konkretionierung so weit fortgeschritten, daß ursprüngliches Schichtgefüge fast vollständig zerstört ist. Stollenaufschluß südöstlich Neustadt/Südharz, Aufschluß 9, siehe Abb. 2.

Foto: Verfasser

