

Rätselhaft: Das Fehlen von 20 Millionen Jahren

Die ausweglosen Widersprüche der Schmiedefeld-Formation (Ordovizium; Thüringen)

Manfred Stephan, Lerchenweg 26, 71394 Kernen i.R.

Zusammenfassung: Die Schmiedefeld-Formation (Thüringisches Schiefergebirge) ist nach Leitfossilien (Conodonten), deren Schichten in Kanada und Schottland radiometrisch datiert werden konnten, in ca. 20 Mio. Jahren entstanden. Das Hauptproblem für das Langzeit-Paradigma besteht darin: Die Formation ist sehr geringmächtig (nur 0,5-40 m), und die Sediment-Befunde belegen schnelle Ablagerung – es treten aber nur gewöhnliche Schichtfugen auf, während langzeitliche Schichtlücken (Hiaten) paradoxerweise nicht zu erkennen sind. Das gilt auch dort, wo mehrere Schichtglieder der Formation fehlen (ein ausgeprägtes Beispiel wird näher diskutiert). Das führt im Langzeit-Paradigma in offenbar ausweglose Widersprüche (Aporien): Die Geländebefunde belegen den Widerspruch zwischen einer schnellen Schichtenbildung, einer geringen Gesamtmächtigkeit und einer langen Bildungszeit (ELLENBERG 2000, 80). Eingelagerte Phosphorit-Bildungen weisen auf Ablagerungs-Unterbrechungen von wohl nur Jahrzehnten hin. Weiter werden einige Sedimentbefunde diskutiert, die schwer verständlich sind (gegenseitige Schichten-Vertretung; fließende Schichtenübergänge; unvollständige Verwühlung). Das Prinzip des Aktualismus wird massiv verletzt, weil nahezu keine Abtragung auf dem benachbarten Festland und fast kein Sediment-Eintrag in das Ablagerungsgebiet der Formation stattgefunden hat, auch keine tektonische Hebung oder Senkung. Das heißt, es hätte hier während 20 Mio. Jahren fast vollständiger geologischer Stillstand geherrscht, wodurch diese Zeiträume faktisch fehlen. Die geologischen Befunde sprechen für eine Entstehungsdauer der Schmiedefeld-Formation in der Größenordnung von nicht mehr als Jahrhunderten. Das stellt auch die radiometrischen Datierungen in Frage.

Einleitung

Das Hauptverbreitungsgebiet der Schmiedefeld-Formation liegt im westlichen Thüringischen Schiefergebirge (Abb. 1). Sie ist relativ weit verbreitet und kommt auch in Nordbayern, in Ostthüringen, im Vogtland (Südwest-Sachsen), im Erzgebirge und im Nordsächsischen Schiefergebirge vor (HOTH et al. 1997). Die Formation besteht, wenn alle Schichtglieder vorhanden sind, aus dem Unteren und Oberen Erzlager mit dem sandig-tonigen Lagerquarzit dazwischen (Abb. 3); ganz oben

findet sich eine Kalkbank. Die geringmächtigen Hangenden Leitschichten über der Kalkbank (vgl. HETZER 1958, 42f.) bilden den Abschluss (Abb. 2 und 8); sie werden hier aber nicht berücksichtigt, da in ihnen bisher keine Leitfossilien gefunden wurden (s. nächster Abschnitt). Die beiden Erzlager führen mm-kleine Aggregate (Ooide), primär aus dem Eisenchlorid Chamosit; demnach ist das Erzlager-Sediment ein Eisenoolith (s. Abschnitt *Flachmeer-Dynamik*). Die Gesamtmächtigkeit ist generell gering bis extrem gering und schwankt zwischen 0,5 und 40 m (FALK & WIEFEL 2003, 116).

Problem: Lange Zeiträume, aber kaum Sedimentbildung?

Das Problem für die Historische Geologie wurde seit KNÜPFER (1967, 57-64, 74) deutlich: Er beschrieb Leitfossilien (vor allem Conodonten und Trilobiten) aus dem Unt. Erzlager und der Kalkbank und erkannte, wie enorm groß die durch Leitfossil-Zonen repräsentierte (= biostratigraphische) Spannweite ist, die in dieser äußerst geringmächtigen Formation steckt. Die Spannweite reicht nach KNÜPFER vom Llanvirn/Llandeilo-Grenzbereich (Unt. Erzlager) bis ins Unterste Ashgill (Kalkbank;



Abb 1: Das Hauptverbreitungsgebiet der Schmiedefeld-Formation liegt im westlichen Thüringischen Schiefergebirge zwischen Coburg (Nordbayern; Oberfranken) und Saalfeld (Saale) bzw. Bad Blankenburg (Südthüringen). Kleine Areale der Formation überschreiten die Grenze nach Bayern.

System + Dauer	Stufen	Conodonten- Zonen	Graptolithen- Zonen	Isotopen- Datierungen	Gruppen, Formatio- nen + Zeit	Schichtglieder in Thüringen
Ordovizium	Ca. 47 Mio. radiometrische Jahre	Ashgill		445,7 ± 2,4 Mio. Jahre (Schottland)	Gräfenthal-Gruppe Schmiedefeld-Formation 0,5 - 40 m Ca. 20 Mio. radiometrische Jahre	Lederschiefer-Formation 200 - 250 m
						Hangend-Leitschichten 0 - 0,15 m
						Kalkbank 0 - 2 m
		Ca-radoc				Ob. Erzlager 0 - 20 m
		Llandeilo				Lagerquarzit 0 - 30 m
		Llanvirn				Unt. Erzlager 0,1 - 8 m
				469 ± 5/-3 Mio. Jahre (Kanada)		Griffelschiefer-Formation 70 - 200 m
		Arenig	Expansograptus (Didymograptus) hirundo Didymograptus extensus			Phycoden-Gruppe bis 2000 m
						Frauenbach-Gruppe ca. 700 m
		Tremadoc				

Abb. 2: Vereinfachte stratigraphische Tabelle des Ordoviziums im westlichen Thüringischen Schiefergebirge. Die leitenden Zonen-Conodonten *Amorphognathus* (*Eoplacognathus*) *variabilis* (Unteres Erzlager; Grenzbereich Arenig-/Llanvirn-Stufe) und *Amorphognathus ordovicicus* (Kalkbank; Untere Ashgill-Stufe) markieren die Schmiedefeld-Formation unten und oben (außer den Hangend-Leitschichten). Die beiden Bio-Zonen konnten in Kanada (Neufundland) bzw. Schottland radiometrisch datiert werden (COOPER & SADLER 2004); danach liegen zwischen Unt. Erzlager und Kalkbank ca. 20 Millionen Jahre. Die entsprechenden Schichtglieder sind ebenso wie die wichtigsten Leitfossil-Funde (Conodonten und Graptolithen) hervorgehoben. Zwischen den genannten Zonen-Conodonten liegen fünf Zonen, die in Thüringen nicht nachgewiesen sind. Die Schmiedefeld-Formation ist insgesamt fossilarm (außer der Kalkbank). Bestätigt wird die Einstufung im Liegenden der Schmiedefeld-Formation durch den Zonen-Graptolith *Didymograptus extensus* sowie *Tetragraptus headi*, der in die Zone des *Expansograptus* (*Didymograptus*) *hirundo* gehört (Griffelschiefer; Arenig-Stufe). Auffällig sind im westlichen Thüringischen Schiefergebirge große Mächtigkeitsunterschiede: Die Schichtfolgen, die aufgrund sehr seltener leitender Fossilien der Tremadoc-Stufe und dem größten Teil der Arenig-Stufe zugeordnet werden (vgl. HEUSE 1999, 197-200; FALK & WIEFEL 2003, 123-125), erreichen insgesamt um 3000 m Mächtigkeit. Dagegen umfasst allein die Schmiedefeld-Formation etwas mehr als drei Stufen (vom Arenig-/Llanvirn-Grenzbereich bis zum Unteren Ashgill), obgleich die Formation nur die ungewöhnlich geringe Mächtigkeit von 0,5 bis 40 m aufweist! (Nach FUCHS 1990; LÜTZNER et al. 2001; MENNING & Deutsche Stratigraphische Kommission 2002; FALK & WIEFEL 2003; COOPER & SADLER 2004 und LEONHARD et al. 2005.)

vgl. Abb. 2). Spätere Biostratigraphen, die sich allein auf Conodonten stützten und nicht auf die weniger präzisen Trilobiten, mussten die Zeitspanne sogar noch erheblich erweitern; das Unt. Erzlager wird seitdem in den Arenig-/Llanvirn-Grenzbereich eingestuft. Es handelt sich um die Leit-Conodonten *Amorphognathus* (*Eoplacognathus*) *variabilis* im Unt. Erzlager (FUCHS 1990, 196) sowie *Amorphognathus ordovicicus* in der Kalkbank (FUCHS 1989, 79-82; FERRETTI & BARNES 1997, 20). Dazwischen liegen 5 Conodonten-Zonen bzw. etwas mehr als die Stufen Llanvirn, Llandeilo und

Caradoc (vgl. Abb. 2), also fast die Hälfte des Ordoviziums (COOPER & SADLER 2004, 171-174; Fig. 12.2). Mit diesem Befund stimmt überein: Aus dem unterlagernden Griffelschiefer beschrieb bereits DAHLGRÜN (1930, 25-27) die Graptolithen *Tetragraptus headi* und *Didymograptus extensus*. Letzterer ist das Leitfossil der gleichnamigen *extensus*-Zone, ersterer gehört in die darüber liegende Zone des *Expansograptus* (*Didymograptus*) *hirundo* (Abb. 2). Die beiden Zonen umfassen den größten Teil der Arenig-Stufe (vgl. LINNEMANN & HEUSE 2000, 480f.; BURMANN 2001, 40-43).



Abb. 3: Schmiedefeld-Formation (Ordovizium): Unt. Erzlager (Felspartie unten rechts), darüber Lagerquarzit (geschichtete Folge mit Meterstab) und am Top Ob. Erzlager (Felswand). Die darauf folgende Kalkbank (vgl. Abb. 2 und 8) ist hier abgetragen. Aufgelassener Eisenerztagbau bei Wittmannsgereuth südwestlich Saalfeld (Thüringen).

Die Zeit, die diese Zonen umschließen, entspricht ca. 20 Mio. Jahren bei einer Gesamtdauer des Ordoviziums von ca. 47 Mio. Jahren – vor ca. 490 bis ca. 443 Mio. Jahren (COOPER & SADLER 2004, 186f.). Angesichts der teilweise extrem geringen Gesamtmächtigkeit der Schmiedefeld-Formation wäre hier also *in 20 Mio. Jahren überaus wenig Sediment abgelagert worden*. Andere Schichtfolgen, die sogar weniger großen Zeiträumen zugeordnet werden, sind manchmal etliche km mächtig (vgl. Abb. 2).

Die Zeitspanne von 20 Mio. Jahren wurde so ermittelt: Schichten mit Leitfossilien werden nach Möglichkeit anhand eingelagerter vulkanischer Gesteine radiometrisch datiert. Diese Voraussetzung ist für die Schmiedefeld-Formation *indirekt* gegeben: Eine Vulkangesteinslage in Neufundland (Kanada) aus der Zone des *Amorphognathus (Eoplacognathus) variabilis* wurde mit $469 \pm 5 / -3$ Mio. Jahren datiert (DUNNING & KROGH 1991, 89). Und eine vulkanische Aschenschicht in Schottland, die etwa in der Mitte der Zone des *Amorphognathus ordovicicus* liegt (Abb. 2), ergab $445,7 \pm 2,4$ Mio. Jahre (TUCKER et al. 1990, 55; vgl. COOPER & SADLER 2004, bes. Fig. 12.2 und Tab. 12.1). Wegen der ziemlich großen stratigraphischen Spannweite der *ordovicicus*-Zone, und weil die Kalkbank der Schmiedefeld-Formation nicht in die Mitte, sondern an die Basis der *ordovicicus*-Zone gestellt wird (FERRETTI & BARNES 1997, 20; vgl. Abb. 2), erscheint es plausibel, weniger als ca. 24 Mio. Jahre anzunehmen, nämlich etwa 20 Mio. (MENNING & Deutsche Stratigraphische Kommission 2002).

Hauptproblem: Rasche Ablagerung, aber keine Langzeit-Schichtlücken

Wie erwähnt erreicht die Schmiedefeld-Formation maximal die bereits ungewöhnlich geringe Mäch-

tigkeit von nur 40 m. Zumeist ist sie aber noch wesentlich geringmächtiger (Abb. 3); lokal geht sie sogar bis auf ca. 50 cm (!) zurück (vgl. Abb. 6). Untersuchungen der Korngrößenverteilungen zeigen, dass die Schichtglieder rasch abgelagert wurden. Das Korngrößenmuster besitzt Ähnlichkeit mit einem Trübestrom bzw. einem Flachwasser-sand (ELLENBERG 2000, 71-74) – beides schnell gebildete Sedimente (vgl. Abschnitt *Schichten-Vertretung*). Natürlich dürften die Eisenoole bei ihrem Wachstum oft umgelagert worden sein (vgl. Abschnitt *Flachmeer-Dynamik*). Aber daraus resultieren keine langen Zeiträume, und das Problem wird von Sedimentologen auch gesehen: Die Befunde führen zum „Widerspruch zwischen einer schnellen Sedimentation (hohe Sedimentationsrate), einer geringen Gesamtmächtigkeit und einer langen Bildungszeit“ (ELLENBERG 2000, 80). *Das Entscheidende ist nun:* Trotz rascher Ablagerung der einzelnen Schichtglieder sind deutlich ausgeprägte Schichtlücken (Hiaten), die langzeitliche Ablagerungsunterbrechungen darstellen könnten, bisher in der Literatur nicht begründet worden (*Hiatus* = Kluft, Lücke; vgl. GEYER 1973, 229-234).

Weil die Grenze zwischen Unt. Erzlager und Lagerquarzit oft „deutlich als Schichtfuge ausge-

Abb. 4: Schichtfuge zwischen Unt. Erzlager (unten) und Lagerquarzit (oben): Keine Anzeichen langzeitlicher Unterbrechung der Ablagerung. Hammer als Maßstab. Eisenerztagbau bei Wittmannsgereuth. Foto: Martin ERNST.



Detail-Diskussion: Langzeit-Schichtlücke (Hiatus) bei Ebersdorf?

Nach BURMANN (2001, 46-48, 55) ist bei Ebersdorf die Schichtlücke „maximal ausgebildet“. Dort sollen in der Schmiedefeld-Formation „extreme Verhältnisse“ herrschen; die Lücke sei noch größer als bisher für das Hauptverbreitungsgebiet im benachbarten Thüringen vermutet wurde. Denn bei Ebersdorf „folgt über dem Griffelschiefer nur ein einziges geringmächtiges Eisenerz-lager, das unmittelbar vom gebänderten Lederschiefer überlagert wird“ (es handelt sich um das Unt. Erzlager). Die Lücke umfasse also Lagerquarzit, Ob. Erzlager, Kalkbank und Hangende Leitschichten und sei damit „so offensichtlich, dass sie hier durch keine kondensierte Sedimentation ausgefüllt werden“ könne.

Jedoch beachtet der obige Einwand nicht: Solche lokal vorkommenden Lücken im Hauptverbreitungsgebiet hatte die ältere Forschung aufgrund der damals noch viel besseren Aufschlussverhältnisse längst erkannt. So beobachtete DEUBEL (1929, 29f.) zwischen Meura und Rohrbach über dem Unt. Erzlager „eine quarzitische Entwicklung des Lederschiefers, die eigentliche Quarzitstufe [= Lagerquarzit] liegt nicht vor“. Demnach ist auch hier die Lücke maxi-

mal; es fehlen Lagerquarzit, Ob. Erzlager, Kalkbank und Hangende Leitschichten. Nach SCHMIDT (1940, 125) fehlen bei Mengersgereuth-Hämmern Ob. Erzlager, Kalkbank und Hangende Leitschichten, denn es „ist nur ein unteres [Erz-] Lager unter dem [Lager-] Quarzit entwickelt, während die hangendsten Partien des [Lager-] Quarzits allmählich in den Lederschiefer übergehen“. Das Fehlen dieser Schichtglieder, besonders zwischen Meura und Rohrbach, erinnert deutlich an Ebersdorf.

HETZER (1958, 22, 29f., 35) beschrieb mehrfach Lager-„Quarzit“, der jedoch als sandiger *Tonstein* ausgebildet ist. Etwa bei Mengersgereuth-Hämmern entspricht der Lagerquarzit „nicht im Geringsten mehr seinem Namen“, weil er sich vom „darüberliegenden Lederschiefer nur durch etwas rauheres Korn und noch größeren Glimmergehalt“ unterscheidet und deshalb früher „oft mit diesem verwechselt“ wurde (39). Eine ähnliche Lagerquarzit-Varietät dürfte (entgegen BURMANN 2001, 47) auch bei Ebersdorf über dem Unt. Erzlager anstehen: Tonschiefer, darüber Sandstein, dann siltig-sandig gebänderter Tonschiefer (Abb. 6). Auch der feinkörnige, dünnplattige Sand-

stein darüber ist kaum der Beginn des Lederschiefers (*Gebänderter Lederschiefer*; FALK & WIEFEL 2003, 118; vgl. Abb. 8). Darauf folgt jedenfalls der eigentliche Lederschiefer (vgl. Abb. 7).

Doch unabhängig davon, ob in solchen stark reduzierten Profilen drei oder sogar vier Schichtglieder fehlen: Entscheidend ist, dass in den beschriebenen Tonschiefen und Sandsteinbänken zwischen Unt. Erz-lager und Lederschiefer nur *gewöhnliche* Schichtfugen auftreten. Es liegen keine Hinweise auf langzeitliche Sedimentationsunterbrechungen vor. Auch in diesem extrem reduzierten Profil bestätigt sich noch einmal der von Sedimentologen ermittelte generelle Befund: In der Schmiedefeld-Formation sind keine Langzeit-Lücken (Hiaten) erkennbar. Das Argument von BURMANN (2001, 48), eine so große Ablagerungslücke könnte nicht durch eine äußerst geringe (= kondensierte) Sedimentation ausgefüllt werden, ist zutreffend – aber nur im Langzeit-Paradigma. Dagegen ist ohne diese paradigmatische Voraussetzung der Widerspruch zwischen einer geringen Gesamtmächtigkeit und einer langen Bildungszeit (ELLENBERG 2000, 80) nicht vorhanden.

Abb. 5: Schichtfuge zwischen Unt. Erz-lager (unten) und Lagerquarzit (oben) an der Spitze des Hammerkopfes im unverwitterten Gestein; auch hier fehlt jeder Hinweis auf längere Sedimentationsunterbrechungen. Ehemalige Eisenerzgrube bei Wittmanns-gereuth, Untertage-Revier Breiter Berg.

bildet“ ist (HETZER 1958, 28), wurde hier von Biostratigraphen – beginnend mit KNÜPPER (1967, 68) – der Hiatus mit enormen Zeiträumen postuliert. So meint FUCHS (1990, 194f., 197f): „Da nur zwischen dem Unteren Erzlager und dem Lagerquarzit eine Schichtfuge erkennbar ist, ansonsten aber kontinuierliche Übergänge zwischen den lithologischen Einheiten¹ bestehen [s. Abschnitt *Schichten-Übergänge*], ist dort die Unterbrechung der Ablagerung zu platzieren“; er äußert jedoch wenig später: „Der Umfang der Schichtlücke widerspricht den lithologischen Befunden, wenn für die oolithischen, chamositischen Eisenerze flachmarine, küstennahe Sedimentationsbedingungen ange-

nommen werden“ (vgl. Abschnitt *Schichten-Vertretung*). Besonders Sedimentforscher verneinen langzeitliche Schichtlücken; in einer wichtigen Arbeit heißt es: „Diese Lücke wird ... zwischen das Unt. [Erz-] Lager und den ‘Lagerquarzit’ gelegt. Sedimentologisch ist dieses Postulat nicht zu vertreten, weil ein geringmächtiger Oolith (Unteres [Erz-] Lager) nicht über mehrere Mio. Jahre unbeeinflusst erhalten bleiben kann, es gibt weder Erosions- noch Verwitterungserscheinungen an seiner Oberfläche“ (ELLENBERG 2000, 80; vgl. Abb. 4 und 5). Eine langzeitliche Erosionsphase sollte eindeutig erkennbar sein; doch wurde nicht einmal das Unt. Erzlager abgetragen, da es fast überall vorhanden ist (HETZER 1958, 58; ELLENBERG 2007, 11).²

Das Thema *Hiaten* scheint auf den ersten Blick schon deshalb brisant zu sein, weil tatsächlich die einzelnen Schichtglieder der Schmiedefeld-Formation längst nicht überall ausgebildet sind. Nur das Unt. Erzlager ist fast durchgehend entwickelt (s.o.). Demgegenüber können Lagerquarzit, Ob. Erzlager, Kalkbank und Hangend-Leitschichten lokal bzw. regional fehlen. Die Biostratigraphin BURMANN (2001, 46-48) postuliert, das Fehlen dieser Schichtglieder bei Ebersdorf belege langzeitliche Hiaten (Abb. 6). Dem liegt folgende Auffassung zugrunde: Die langen Zeiten, in denen jedes einzelne Schichtglied gebildet wurde, müssten anderenorts, wo es nicht abgelagert oder bald wie-



der abgetragen wurde, in Schichtfugen stecken. Jedoch: Langzeitliche Unterbrechungen können nicht in gewöhnlichen Schichtfugen stecken, sondern müssen eindeutige Hinweise hinterlassen; darauf weist ELLENBERG (2000, 80) zu Recht hin (s.o.). Auch bei Ebersdorf finden sich keine Hinweise auf langzeitliche Sedimentationsunterbrechungen (s. Kasten mit Detail-Diskussion). FALK & WIEFEL (2003, 116) fassen im Lehrbuch *Geologie von Thüringen* den heutigen Kenntnisstand zusammen: „Der lithologische Befund (Fehlen von Diskontinuitätsflächen³ in der massiven Abfolge) spricht allerdings gegen eine derartige Annahme und favorisiert eine durchgehende, aber extrem kondensierte Sedimentation“, d.h. eine exzessiv geringe Ablagerungsrate im Rahmen des Langzeit-Paradigmas.

Fazit: Die Schichtfugen der Schmiedefeld-Formation zeigen nur relativ kurzfristige Sedimentationsunterbrechungen. Daraus ist der Schluss plausibel: Die Entstehung z.B. des Lagerquarzits erstreckte sich nicht über einen großen Zeitraum. Denn in diesem Fall hätte die geologische Zeit in den Gebieten, wo der Lagerquarzit nicht abgelagert wurde, Anzeichen langzeitlicher Sedimentationsunterbrechungen hinterlassen müssen (z.B. Diskontinuitätsflächen, Erosions- und Verwitterungserscheinungen). WIEFEL (1974, 185) äußert dazu: „Lithologische Anzeichen einer solchen Lücke sind aber nicht bekannt. Vielmehr können sich durch das Auskeilen [= zunehmendes Verschwinden] des Lagerquarzits beide [Erz-] Lager ohne sichtbaren Hiatus vereinigen“ (vgl. Abb. 10). Dann ist die Grenze zwischen den beiden Erzlagern trotzdem sicher zu erkennen, weil das Unt. Erzlager größere Ooide führt als das Obere (HETZER 1958, 28).

Stecken Zeiträume in Phosphorit-Bildungen?

ELLENBERG (2000, 80), der den Widerspruch zwischen hohen Ablagerungsraten bei geringer Gesamtmächtigkeit und der sehr langen Bildungszeit der Schmiedefeld-Formation betont, meint, dieser Widerspruch lasse sich einschränken. Ein Teil der Zeit sei in der Bildung von Phosphoritgestein repräsentiert, vor allem an der Basis des Unt. und am Top des Ob. Erzlagers. Nach seiner Hypothese (ELLENBERG 2000, 70-80) brachte der Auftrieb kalten Tiefenwassers (*upwelling*) massenhaft pflanzliche Mikroben (Phytoplankton) auf den Warmwasser-Flachschelf, wo die Schmiedefeld-Formation abgelagert wurde, was zur Ausfällung von Phosphorit führte. Lagen von 2-3 mm, selten 1-2 cm Dicke werden dem Aufwuchs von Mikroben-Matten zugeschrieben. Danach zerbrach die Wellenenergie die Mikroben-Lagen, sie wurden als Klasten (eckige Bruchstücke) umgelagert und bildeten 2-10 cm mächtige Gerölllagen. In einem zweiten Schritt entstanden um einen Teil der Bruchstücke rundliche,

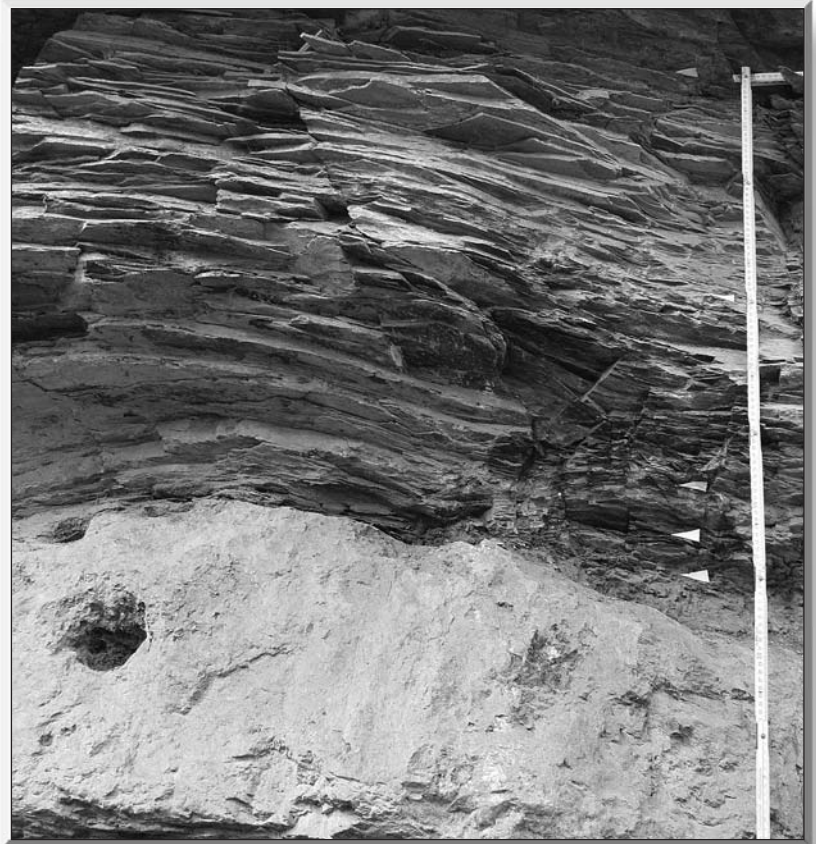


Abb. 6: Stark reduzierte Schmiedefeld-Formation. Dreieck-Marker (weiß; links neben Meterstab) in Schichtfugen zwischen lithologisch abgrenzbaren Einheiten; von unten nach oben: Unt. Erzlager (40-55 cm) – siltiger Tonschiefer (7 cm) – Sandsteinbänkchen (4-5 cm) – siltig-sandig gebänderter Tonschiefer (dann Dreieck), nach oben Sandabnahme (20-25 cm) – dünnplattiger Feinsandstein (32-38 cm) – Lederschiefer (vgl. Abb. 7). Schichtglieder über dem Unt. Erzlager sind nach Analogien in Thüringen eine lokale Varietät des Lagerquarzits. Nach der Lithologie ist auch der dünnplattige Feinsandstein unter dem obersten Papiermarker kein gebänderter Lederschiefer (s. Abb. 8). Erst darüber eindeutiger Lederschiefer (beim Knick im Meterstab). Trotz komplettem Fehlen von Ob. Erzlager, Kalkbank und Hangend-Leitschichten (vgl. Abb. 2 und 8) überall nur gewöhnliche Schichtfugen; keine Anzeichen längerer Ablagerungs-Unterbrechungen, auch nicht in der auffallenden Schichtfuge über dem Unt. Erzlager (vgl. Abb. 4 und 5). Aufgelassener Zöllnersbruch nördlich Ebersdorf bei Ludwigsstadt (Oberfranken). Foto: Martin ERNST.

schalige Aufwuchszonen von einigen Zentimetern Dicke, ebenfalls unter Mitwirkung von Mikroben (ELLENBERG 2007, 12). Man nennt sie phosphoritische Onkoide, auch Riesenooide oder populär „Algenbälle“ (VOIGT et al. 2007, 33). Ähnliche Bildungen kommen weniger ausgeprägt manchmal auch in anderen Horizonten der Schmiedefeld-Formation vor, so an der Basis des Ob. Erzlagers bzw. am Top des Lagerquarzits (HETZER 1958, 28-30; BURMANN 2001, 45). Sie werden als kondensierte Lagen bezeichnet, in denen die Bildungszeit sozusagen konzentriert sei (*condensare* = dicht zusammendrängen; vgl. GEYER 1973, 234-237). Gleiches wird auch für die Kalkbank angenommen, in der außerordentlich viel Bildungszeit stecken soll (ELLENBERG 2000, 80).

Bezüglich der Kalkbank sind schon ihre gut erhaltenen Fossilien nicht leicht mit Langzeitbildung in Einklang zu bringen. Nach HETZER (1958, 32, 40) ist sie lokal ganz durchsetzt mit zahlreichen Fossilbruchstücken (Brachiopoden, Schnecken,

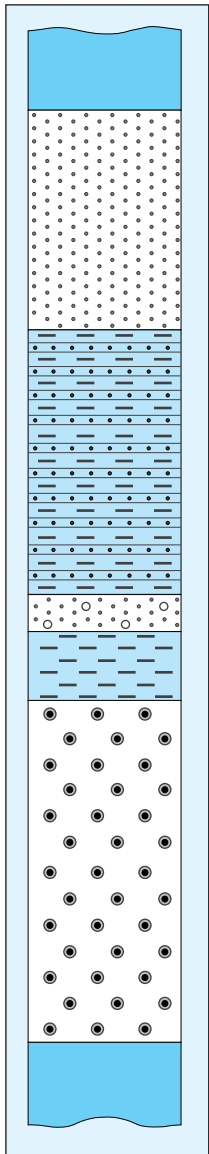


Abb. 7: Schichtprofil im aufgelassenen Steinbruch (Zöllnersbruch) unterhalb des zum Berghang parallelen Weges nördlich Ebersdorf (vgl. Abb. 6). Von unten nach oben: Griffelschiefer (blau) – Eisenoolith-führendes Unt. Erzlager (Kreispunkte; 40-55 cm) – siltiger Tonschiefer (Striche; 7 cm) – Sandsteinbänken mit kleinen Quarzgeröllen (Punkte, Kreise; 4-5 cm) – siltig-sandig gebänderter Tonschiefer, nach oben Sandabnahme (Punkte, Striche; 20-25 cm) – dünnplattiger, feinkörniger Sandstein (Punkte; 32-38 cm) – Lederschiefer (blau).

Trilobiten), also Fossilschuttlagen (Abb. 8), in denen dennoch Trilobiten gut erhalten sind. Zweitens benötigen Umkrustungen mit Mikroben-Beteiligung wie bei Onkoiden keine langen Zeiten, verglichen mit ähnlichen heutigen Bildungen. Bei schalig aufgebauten Phosphatknochen mit einigen cm Durchmesser in 60-400 m Tiefe auf dem Schelf vor Peru, Chile und Namibia wurde ein „rezentes Alter“ ermittelt (VALETON 1988, 552), d.h. sie sind ziemlich schnell, weil in der Gegenwart und nicht in langen erdgeschichtlichen Prozessen entstanden. Die spärlichen Phosphorit-Konzentrationen in heutigen Sedimenten gegenüber fossilen deutet aber darauf hin, dass die Bedingungen der Gegenwart für die Entstehung von Phosphatgesteinen nicht optimal sind, während sie z.B. im Ordovizium „extrem günstig“ waren (VALETON 1988, 554; vgl. 555-559).

Extrem günstige Bedingungen dürften auch für die Zufuhr des Eisens der Erzlager geherrscht haben. Die meisten Autoren rechnen mit einer Herkunft vom Festland (LÜTZNER et al. 2001, 120); man kann annehmen, dass das Eisen aus der typischen exzessiven Gesteinszersetzung stammt, die in der Erdgeschichte größtenteils „ein weit extremeres Ausmaß einnahm, als es von den rezenten Tropen bekannt ist“ (BORGER 2000, 169; vgl. 109-112). Bereits das Fehlen großräumiger Eisenoolithbildung



Abb. 8: In der unteren Bildhälfte die Kalkbank; an ihrem Top zusammengeschwemmter Fossilschutt von Meerestieren (helle Strukturen über der Hammerkopf-Spitze). Darauf folgt das grüngraue Schieferbänken (mit hellen Streifen), darüber das Quarzitbänken. Ganz oben links: Beginn des Gebänderten Lederschiefers. Kalkbank, Schiefer- und Quarzitbänken als oberste Schichtglieder der Schmiedefeld-Formation sind derzeit nicht mehr über Tage aufgeschlossen; die beiden letzteren werden als „Hangende Leitschichten“ zusammengefasst (vgl. Abb. 2). Untertage-Revier Breiter Berg.

in heutigen Tropenmeeren ist ein Hinweis auf damalige andere Entstehungsbedingungen (vgl. SCHNEIDER & WALTER 1988, 590, 600f.).

Zurück zu den Phosphorit-Bildungen. Heute wachsen im Bereich der Bahamabank Mikrobennatten, die im Hell-Dunkel-Rhythmus Lamellen von ca. 1 mm Dicke pro Tag bilden (Abb. 9). TRAPPE & ELLENBERG (1994, 1394) führen hier MONTY (1976, 196f.) an, nach dem diese Mikrobennatten so entstehen: Gezeiten spülen Sedimentpartikel auf die Mikrobennatten, wo sie organisch fixiert und in die Matte eingebaut werden. In phosphatischen Onkoiden und Mikroben-Lagen (s.o.) der Schmiedefeld-Formation sind aber keine fädigen Reste (Filamente) von Cyanobakterien („Blualgen“) erhalten geblieben (TRAPPE & ELLENBERG 1994, 1392).

Eine gewisse Analogie für raschen Aufwuchs schaliger „Algenbälle“ in der Schmiedefeld-Formation dürfte auch eine Knolle aus dem Bereich des kalifornischen Kontinentalrandes darstellen. Hier sind um den Splitter einer Schiffsgranate aus dem 20. Jahrhundert bereits mehrere Zentimeter dicke Lagen gewachsen, die ein hohes Eisen/Mangan-Verhältnis aufweisen (TUREKIAN 1985, 63, 65). Solche Flachmeer-Manganknollen wachsen 10.000 bis 100.000-mal schneller als allgemein für die Knollen der Tiefsee angenommen (SEIBOLD 1974, 147).

Damit ist nicht bestritten, dass besonders in der Übergangszone Griffelschiefer/Unt. Erzlager und Ob. Erzlager/Kalkbank (vgl. Abb. 2) eine Unterbrechung der Sedimentation (Omission) mit erhöhter Phosphorit-Zufuhr und Mikrobennatten-Aufwuchs vorliegt. Aber die Phosphorit-Horizonte markieren keine Hiaten; dazu sind die Phosphorit-Bildungen viel zu unausgeprägte, kurzzeitige Bildungen von nur Millimetern bis Zentimetern Dicke. Hinzu kommt, dass Flachmeer-Phosphorit- und Manganknollen in der Gegenwart in relativ kurzer Zeit entstanden sind (s.o.). Man könnte die Phosphorit-Lagen und Phosphorit-Onkoide auch zu den Hartgründen zählen, obgleich es sich dabei eigentlich um stark verfestigte Meeresboden-Sedimente⁴ mit Aufwuchsbesiedlung und Bohrorganismen handelt; GEYER (1973, 233, 237) zählt Krusten – vgl. die Mikroben-Lagen – und Phosphorit-Konkretionen dazu. Generell können auch Hartgründe in „wenigen Jahren bis Jahrzehnten“ entstehen (WINGS 2000, 90). Deshalb dürften die Entstehungsprozesse der Phosphorite in der Schmiedefeld-Formation eine Größenordnung von nicht mehr als Jahrzehnten umfassen. Das sind mehrere Zehnerpotenzen weniger als die Millionen Jahre, die in der Formation versteckt sein sollen. Der Widerspruch zwischen einer hohen Ablagerungsrate, einer geringen Gesamtmächtigkeit und einer langen Bildungszeit kann damit nicht annähernd eingeschränkt werden – entgegen ELLENBERG (2000, 80).

Problem: Fließende Schichten-Übergänge und Meeresspiegel

Dieser Widerspruch gilt auch für die Hypothese, die Zeiten der Phosphoritbildung an der Basis des Unteren und am Top des Ob. Erzlagers markierten *langzeitliche* Meeresspiegelschwankungen (z.B. TRAPPE & ELLENBERG 1994, 1396f.; LÜTZNER et al. 2001, 120f.). Erstens aus den im letzten Abschnitt diskutierten Gründen, und zweitens geht der Griffelschiefer fließend in das Unt. Erzlager über: „Die Liegendgrenze des Unt. Lagers zum Griffelschiefer ist unscharf ausgebildet, es findet ein allmählicher Übergang statt“; das belegt „ein ständig zunehmender Karbonatgehalt“ und eine stetige Zunahme an Sand, dazu schalten sich „feinkörnige Quarzitbänkchen ein“ (HETZER 1958, 20, 28; vgl. KNÜPFER 1967, 68). Dieser lithologische Übergang ist besonders problematisch; er wird als Auswirkung einer starken Meeresspiegelabsenkung gedeutet, die zur Umwandlung des tiefen Griffelschiefer-Meeressbeckens in den Schmiedefeld-Flachmeerschelf geführt habe (ELLENBERG 2000, 77f.). Langzeitlich wäre auf dem *energiereichen* Schelf Abtragung mit Ausbildung eines ausgeprägten Hiatus kaum vermeidbar, was nicht der Fall ist, wie der fließende Übergang vom Griffelschiefer in das Unt. Erzlager belegt.

Es besteht ein Widerspruch zwischen einer hohen Ablagerungsrate, einer geringen Gesamtmächtigkeit der Schmiedefeld-Formation und einer langen Bildungszeit.

Auch die Ablösung des Lagerquarzits durch das Ob. Erzlager „erfolgte mit Sicherheit als Übergang“ (ELLENBERG et al. 1988, 19). Genauso geht das Ob. Erzlager schrittweise in die Kalkbank über, was „durch allmähliche Kalkzunahme und durch Ooid- und Phosphoriteinlagerungen im unteren Teil der Kalkbank“ angezeigt wird (s. Abschnitt *Phosphorit-Bildungen*) und „eine fortlaufende ununterbrochene Sedimentation“ belegt (KNÜPFER 1967, 68). Das schließt nicht aus, dass die Kalkbank – wohl infolge Erosion – lokal auch mit scharfer Grenze über dem Ob. Erzlager liegen kann (HETZER 1958, 40). Fazit: Im Grenzbereich der Schichtglieder der Schmiedefeld-Formation sind keine Hiatus ausgebildet.

Probleme: Schichten-Vertretung, Meerestiefe und fehlende Verwühlung

Zu den genannten Problemen kommt hinzu, dass die Schichtglieder der Schmiedefeld-Formation

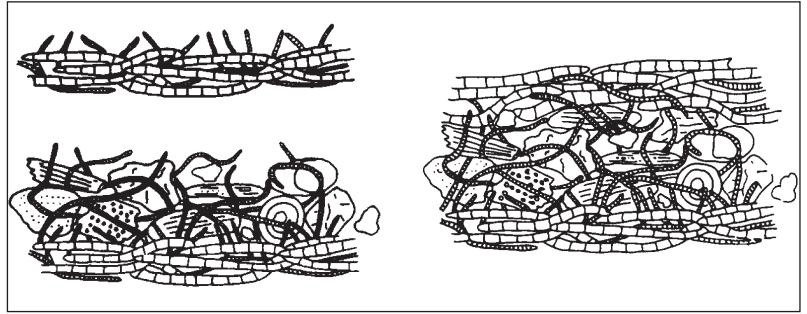


Abb. 9: Wachstum heutiger Mikrobenmatten von ca. 1 mm pro Tag / Nacht-Rhythmus bei Einfang von Sedimentpartikeln. Links: Vertikales Wachstum und Partikeleinfang am Tag. Rechts: Horizontales Wachstum mit Sedimentbindung nachts. Nach GEBELIN (1969).

miteinander oft wechselwirken (alternieren), d.h. sie können sich teilweise gegenseitig vertreten. Die Mächtigkeitskarten und Schichtprofile von HETZER (1958, ebd. Abb. 4-6 und Profile 1-11) zeigen für die ehemaligen Erzreviere oft bereits nach wenigen Dutzend Metern starke wechselseitige Mächtigkeitsänderungen. Z.B. vertreten sich Lagerquarzit und Ob. Erzlager bei Schmiedefeld (Abb. 10).

Besonders gravierend ist, dass auch Ob. Erzlager und Kalkbank sich gegenseitig vertreten können: So ist in der ehemaligen Grube Wittmannsgereuth das Ob. Erzlager 2-5 m mächtig, und die überlagernde Kalkbank 15-20 cm. Im westlichen Wittmannsgereuther Feld nimmt das Ob. Erzlager auf 6-7 m zu, während die Kalkbank auf 5-10 cm schrumpft, um bei noch größer werdenden Erz-mächtigkeiten vollständig zu verschwinden. Und umgekehrt, wo das Ob. Erzlager stark reduziert ist, erreicht die Kalkbank sehr schnell Mächtigkeiten von 1,5-2 m; sie kann das Erz dort fast vollständig vertreten (HETZER 1958, 41). Dieses Verhalten von Ob. Erzlager und Kalkbank ist deshalb gravierend, weil die Grenze zwischen beiden ein starkes Ansteigen des Meeresspiegels markieren soll: Die Umwandlung des Flachschelfs von nur wenigen Metern Tiefe (Ob. Erzlager) in ein tieferes Schelfgebiet, auf dem unter der Sturmwellenbasis in ruhigem Wasser das Karbonat der Kalkbank abgesetzt worden sei (ELLENBERG 2000, 79). Jedoch ist die Kalkbank ein *sandiger* Kalkstein, da sie „zahlreiche kleine Quarzkörnchen“ führt (etwa bei Schmiedefeld und Wittmannsgereuth), die „gut abgerollte Formen“ zeigen (HETZER 1958, 40). Sie wurden also vom Land durch erhebliche Strömungen weit in das Gebiet „großflächiger Karbonatsedimentation“ eingetragen (vgl. ELLENBERG 2000, 79). Auch zeigt die Kalkbank Umlagerungsvorgänge, etwa Lagen von Fossiltrümmern, und zwar noch am Top (Abb. 8),

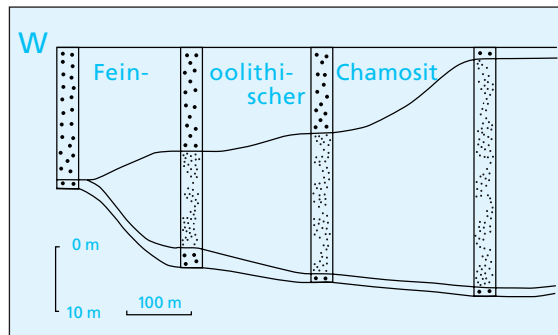


Abb. 10: Gegenseitiges Vertreten (Alternieren) von Schichtgliedern der Schmiedefeld-Formation: Das hier relativ mächtige Ob. Erzlager („Fein-oolithischer Chamosit“) im ehemaligen Eisenerz-Abbaubereich bei Schmiedefeld keilt im Verlauf von etlichen Hundert Metern fast vollständig aus; gleichzeitig tritt an seine Stelle sehr rasch immer mächtiger werdender Lagerquarzit (Punkte). – Den relativ mächtigen Lagerquarzit ver-glich HETZER (1958, 57f.) mit Sandrücken hochenergetischer küstennaher Flach-meere. Nach HETZER (1958).

der sich bei einem langzeitlichen Meeresspiegelanstieg bereits unter der Sturmwellenbasis befunden haben sollte; denn diese Meerestiefe wird für die Sedimentation der überlagernden Hangend-Leitschichten vorausgesetzt (vgl. LINNEMANN & HEUSE 2000, 485).

Die Indizien für die Meerestiefe im Areal der Schmiedefeld-Formation sind aus einem weiteren Grund widersprüchlich. Gegen ausschließliche Flachmeer-Hypothesen wendet LANGBEIN (1988, 15f.) ein, dass das Hauptmineral der beiden Erzlager, das Eisenchlorid Chamosit, „nicht primär aus marinen Mutterlaugen entstehen“ könne, sondern als diagenetisches⁵ Umwandlungsprodukt in Abwesenheit von Sauerstoff; das sei „im Bewegtwasser nicht realisierbar“. Deshalb nimmt LANGBEIN an: Das Sediment der Erzhorizonte und des Lagerquarzits sei über den Rand des Flachschilds in größere Tiefen befördert worden, wo die Bildung von Chamosit im abgelagerten Sediment bei Sauerstoffarmut stattfand. Interessant ist: Im Sediment-Diagramm ähneln teilweise auch nach ELLENBERG (2000, 72) die aus einer Aufschwemmung (Suspension) im Flachmeer abgesetzten Ooide einem rasch abgelagerten Tiefmeer-Trübestrom (ähnlich SCHNEIDER 1962, 959). Nach WIEFEL (1974, 188) besitzt auch der Lagerquarzit „Merkmale submariner Gleitungen“. Insgesamt aber weisen die sedimentologischen Befunde eher auf Flachwasser hin (s. Abschnitt *Rasche Ablagerung*). Deshalb findet die Milieudeutung LANGBEINS in der Literatur nur wenige Anhänger (besonders FUCHS 1990, 198). Immerhin scheint die Entstehung von Chamosit nicht gut in einen küstennahen Flachmeerbereich von 10-15 m Wassertiefe zu passen, wohin in der dominierenden Hypothese von ELLENBERG (2007, 12) die Bildung des Chamosits verlegt wird; woanders spricht er etwas zurückhaltender von „weniger als 50 m“ Wassertiefe für die Chamosit-Entstehung (ELLENBERG 2000, 78).

Widersprüchlich ist auch: Der feinkörnige Lagerquarzit „weist häufig eine feine Schichtung auf“ (VOIGT et al. 2007, 33), gelegentlich auch Rippelschichtung (WIEFEL 1974, 178). Zwar zeigt der Lagerquarzit „z.T. eine sehr starke Bioturbation“ (Verwühlung), „die lokal bis zur vollständigen Entschichtung gehen kann“ (MANN 1996, 44), aber komplettes Fehlen von Schichtung sollte bei Langzeitbildung im gesamten Lagerquarzit und nicht nur teilweise anzutreffen sein, zumal die dominierende Hypothese seine Ablagerung im Sedimentwühler-freundlichen, stark bewegten sauerstoffreichen Flachwasser annimmt. Entschichtung durch Wühlorganismen erfolgt rasch; heute gilt für frische Ablagerungen im gut durchlüfteten Flachmeer: „Innerhalb weniger Tage werden die obersten 5-8 cm Sediment vollständig durchwühlt sein“ (TUREKIAN 1985, 152).

Problem: Enorme Flachmeer-Dynamik quasi ohne Umgestaltung?

HETZER (1958, 57-61) vergleicht den Lagerquarzit mit Sandwällen hochenergetischer Flachküsten (Abb. 10; vgl. SCHÄFER 2005, 228). Die Entstehung der mm-kleinen, schalig gebauten ovalen Eisenooide, die beide Erzlager führen (FALK & WIEFEL 2003, 116), wird in ein küstennahes tropisches Meer verlegt (ELLENBERG 2000, 71-81), wo heftige Strömungen die Ooide aufwirbelten, die dabei Schale für Schale ansetzten. Man orientiert sich dabei an den heutigen Unterwasserdünen der Bahama-Plattform, die allerdings aus Kalk-Ooiden bestehen.

Jedoch ist die rasche Ablagerung der Schmiedefeld-Formation in Küstennähe mit Strandriffen (so REH 1964, 105-111) bzw. etwas küstenferner mit untermeerischen Sandrücken im Flachwasser (so HETZER 1958, 57-60; ELLENBERG 2000, 77f.; 2007, 11f.; vgl. LÜTZNER et al. 2001, 120f.) während eines langen Zeitraums kaum verständlich. Denn am Boden heutiger Flachmeere und an hochenergetischen Flachküsten mit ihren Sandwällen sind die Bildungsverhältnisse besonders instabil (SCHÄFER 1962, 535-538; GEYER 1977, 244-246).⁶ Sie sind (bzw. waren vor dem *größtechnischen* Küstenschutz-Ausbau) durch sturmflutbedingte Verschiebung der Küstenlinien u.a. infolge Meeresspiegel-Anstiegs in dauerndem Wandel begriffen, wie bereits die Küstenumgestaltung seit dem Mittelalter an der Nordsee belegt (STREIF 1990, 82ff., 111ff.; FLEMMING & MAI 1998). Dagegen wären bei der Schmiedefeld-Formation in einem ca. 50.000-mal längeren Zeitraum die Verhältnisse am Boden eines Flachmeeres fast unverändert geblieben; das widerspricht dem Aktualismus-Prinzip (s.u.).

Fazit: Aporien der Geologie – unaktualistischer Dauerstillstand

Die offenbar ausweglosen Widersprüche (Aporien) der Schmiedefeld-Formation werden in folgenden Zitaten deutlich. Einerseits: „Die Sedimentationsrate, bezogen auf die gesamte Zeit, ist extrem niedrig“; sie zeige ein „problematisches Minimum“ (LÜTZNER et al. 1986, 88f.) – andererseits: Die Geländebefunde *belegen* den „Widerspruch zwischen einer schnellen Sedimentation (hohe Sedimentationsrate), einer geringen Gesamtmächtigkeit und einer langen Bildungszeit“ (ELLENBERG 2000, 80). „Für die Schmiedefelder Folge gibt es bislang keine Übereinstimmung zwischen der paläontologischen Einstufung ... und sedimentgenetischen Ergebnissen, die eine lückenlose Sedimentation zwischen Griffelschiefer und oberem [Erz-] Lager ... vermuten lassen“ (LÜTZNER et al. 1986, 89). Deshalb „fehlt ...

ein Gesamtmodell für die Sedimentation der Schmiedefeld-Folge, das besonders die Prozesse der kondensierten Sedimentation bzw. der Sedimentationsunterbrechung im Zeitraum Llanvirn bis Caradoc schlüssig deutet“ (MANN 1996, 40; vgl. VOIGT et al. 2007, 34).

Nicht zuletzt werden durch den Gesamtbefund die radiometrischen Datierungen in Frage gestellt. Die geologischen Befunde sprechen für eine Entstehungsdauer der Schmiedefeld-Formation in der Größenordnung von nicht mehr als Jahrhunderten – wohl 5 Zehnerpotenzen weniger als die vielen Millionen Jahre, die in der Formation repräsentiert sein sollen.

Für die Schmiedefeld-Formation
gibt es bislang keine Übereinstimmung
zwischen der Einstufung mit Leitfossilien
und den Sediment-Befunden, die eine
lückenlose Ablagerung vermuten lassen.

Gemäß dem herkömmlichen Verständnis hat in 20 Mio. Jahren auf dem angrenzenden Festland Abtragung kaum stattgefunden (LÜTZNER et al. 2001, 120). Das heißt aber, dass der sedimentliefernde Festlandsbereich nicht herausgehoben wurde. Ebenso wenig wurde das Ablagerungsgebiet tektonisch gehoben, denn das hätte zu tiefgreifender Erosion geführt. Das ist aber nicht der Fall, denn fast überall ist zumindest das Unt. Erzlager vorhanden (HETZER 1958, 58; ELLENBERG 2007, 11). Umgekehrt fand auch praktisch keine Absenkung des Ablagerungsgebiets statt, denn es blieb immer der Boden eines sehr flachen Meeres (vgl. MANN 1996, 51; ebd. Abb. 2). Das heißt, hier herrschte nahezu völliger geologischer Stillstand während 20 Mio. Jahren, wodurch diese Zeiträume faktisch fehlen. Die Ablagerungsrate hätte nur ein „problematisches Minimum“ (LÜTZNER et al. 1986, 88) von durchschnittlich wenigen Millimetern in 20.000 Jahren betragen; das steht im eklatanten Widerspruch zu den Sedimentbefunden (s. Abschnitt *Rasche Ablagerung*). Die paläogeographischen Bedingungen für reichliche Sedimentzufuhr werden in der Literatur nicht angezweifelt. Eine neue plattentektonische Hypothese nimmt aufgrund mineralogisch-isotopischer Befunde sogar an, dass das Ordovizium Thüringens und seiner weiteren Umgebung (zusammengefasst als *Peri-Gondwana*) damals mit Nordwestafrika (gehörte zum vereinigten südlichen Großkontinent *Gondwana*) eng verbunden war und von dort mit Sediment beliefert wurde (LINNEMANN et al. 2004, 683).

Dieser geologische Stillstand während 20 Mio. Jahren steht in deutlichem Gegensatz zum Aktualismus, dem maßgeblichen *regulativen Prinzip* der Geowissenschaften (ENGELHARD & ZIMMERMANN

1982, 350-355). Nach diesem Prinzip seien die geologischen Abläufe in der Erdgeschichte nicht (sehr) viel anders als heute gewesen. Jedoch: Gerade unter den heutigen Bedingungen würde bei einer durchschnittlichen Höhe des Festlandes von ca. 750 m über dem Meeresspiegel das komplette Festland in höchstens 12-13 Mio. Jahren bis auf Meeresspiegelniveau abgetragen und als Sediment ins Meer verfrachtet werden⁷ (durchschnittliche Erosionsrate heute: 0,06 mm pro Jahr = 600 m in 10 Mio. Jahren; SCHWAB 1998, 146f.).

Dank: Dr. Martin ERNST danke ich für die Mithilfe im Gelände, Simeon LANGE für die Diskussion von Isotopendatierungen, beiden danke ich für Fotoarbeiten und Dr. Michael BRANDT für Hinweise auf Literatur.

Anmerkungen

- ¹ Lithologische Einheiten: Nach Gesteinsmerkmalen voneinander abgrenzbare Schichtpakete.
- ² „Je länger der Zeitraum ist, den eine Schichtlücke umfasst, umso wahrscheinlicher wird ihre Markierung durch diskordante Lagerung“ (GEYER 1973, 230; *Diskordanz*: waagerechte Schichtenbildung über einer tief abgetragenen und tektonisch schräg gekippten Sedimentgesteinsfolge).
- ³ Diskontinuitätsflächen: Schichtflächen, an denen sprunghafte Eigenschaftsänderungen der Sedimente auftreten.
- ⁴ Beispiel für rasche Sedimentverfestigung *heute*: In „einen etwas porösen, aber festen Kalkstein“ vom Boden des Persischen Golfs war „eine Ölsardinendose eingebacken“ (SEIBOLD 1991, 201f.).
- ⁵ Diagenese: Gesamtheit der physikalischen und chemischen Prozesse, bei denen lockere Ablagerungen in festes Sedimentgestein umgewandelt werden, wobei aber die ehemalige Struktur (gut) erkennbar bleibt.
- ⁶ In der Nordsee reichen diese Areale vom Gezeitengebiet bis weit unter 150 m Tiefe; sie „stehen unter der $\pm$ anhaltenden Wirkung der Gezeitenströme und des Grundberührenden Seegangs und liefern Schichtverbände mit $\pm$ starkem Schichtverlust“ (SCHÄFER 1962, 556f.).
- ⁷ Man kann nicht einwenden, dass per Durchtransport (*bypassing*) große, auf dem Festland abgetragene Sedimentmengen über das Schelfgebiet der Schmiedefeld-Formation bis in tiefere Meeresbecken verfrachtet worden seien (vgl. SCHÄFER 2005, 335, 382). Durchtransport ist im Großareal der Eisenoolith-Bildung nicht möglich, weil dort ständig umgelagert wird.

Literatur

- BANKWITZ E, BANKWITZ P, FALK F, LÜTZNER H & MANN M (1997) Schwarzbürger Antiklinorium (I). In: HOTH K, BERGER H-J & MUND G (Red.) Stratigraphie von Deutschland II, Teil I. Cour. Forsch.-Inst. Senck. 200, 19-54.
- BORGER H (2000) Mikromorphologie und Paläoenvironment. Relief, Boden, Paläoklima, 15. Berlin-Stuttgart, 1-243.
- BURMANN G (2001) Acritharchen von Stadtsteinach/Frankwald und die biostratigraphische Stellung des Griffelschiefers (Arenig) im Saxothuringikum nebst Bemerkungen zum Hauptquarzit und zur *Dicranochitina*-Provinz. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 220, 25-62.
- COOPER RA & SADLER PM (2004) The Ordovician Period. In: GRADSTEIN FM, OGG JG & SMITH AG (ed) A Geologic Time Scale 2004. Cambridge, 165-187.
- DAHLGRÜN F (1930) Die stratigraphische Bedeutung der

- neuen Graptolithenfunde im Thüringer Untersilur. Beitr. Geol. Thüringen 2, 23-28.
- DEUBEL F (1929) Erläuterungen z. Geol. Karte v. Preußen u. benachbarten Ländern. Blatt Gräfenenthal. 2. Aufl. Berlin.
- DUNNING GR & KROGH TE (1991) Stratigraphic correlation of the Appalachian Ordovician using advanced U-Pb zircon geochronology techniques. In: BARNES CR & WILLIAMS SH (ed) Geol. Survey of Canada. Paper 90-9. Ottawa, 85-92.
- ELLENBERG J (2000) Die Bildung oolithischer Eisenerze im thüringischen Ordovizium. Geowiss. Mitt. Thüringen, Beih. 9, 57-82.
- ELLENBERG J (2007) Die Schmiedefeld-Formation im Südwesten des Schwarzburger Sattels. In: Thüringischer Geologischer Verein (Hg) Geologie des Altpaläozoikums am Südostrand des Schwarzburger Antiklinoriums. Jena, 11-13.
- ELLENBERG J, BARTZSCH K & SCHIRRMAYER G (1988) Höheres Ordovizium an der SE-Flanke des Schwarzburger Antiklinoriums. Ges. Geol. Wiss. DDR, 16-28; Berlin.
- ENGELHARDT W VON & ZIMMERMANN J (1982) Theorie der Geowissenschaft. Paderborn.
- FALK F & WIEFEL H (2003) Ordovizium. In: SEIDEL G (Hg) Geologie von Thüringen. 2. Aufl. Stuttgart, 108-129.
- FERRETTI A & BARNES CR (1997) Upper Ordovician Conodonts from the Kalkbank limestone of Thuringia, Germany. *Palaeontology* 40, 15-42.
- FLEMMING B & MAI S (1998) Entwicklung der ostfriesischen Küste. In: TÜRKAY M (Hg) Wattenmeer. Kl. Senck.-R. 29, Frankfurt/M., 15-19.
- FUCHS A (1989) Zur Stratigraphie der Gräfenenthaler Schichten (Ordovizium) in Thüringen auf der Grundlage von Conodontenuntersuchungen. Veröff. Naturhist. Mus. Schleusingen 4, 78-82.
- FUCHS A (1990) Bemerkungen zu Stratigraphie und Charakter der ordovizischen Conodontenfauna Thüringens. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1990, 193-214.
- GEBELEIN CD (1969) Distribution, Morphology, and Accretion Rate of recent subtidal Algal Stromatolites, Bermuda. J. Sed. Petrol. 39, 49-69.
- GEYER OF (1973) Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde, 1. Stuttgart.
- GEYER OF (1977) Grundzüge der Stratigraphie und Fazieskunde, 2. Stuttgart.
- HETZER H (1958) Feinstratigraphie, Sedimentationsverhältnisse und Paläogeographie des höheren Ordoviziums am SE-Rand des Schwarzburger Sattels. Geologie 7, Beih. 23, 1-96.
- HEUSE T (1999) Aspekte der Biostratigraphie, Paläobiogeographie und Palynofazies im Proterozoikum bis Ordovizium des Schwarzburg-Antiklinoriums. Beitr. Geol. Thüringen N.F. 6, 191-208.
- HOTH K, BERGER H-J & MUND G (Red; 1997) Stratigraphie von Deutschland II, Teil I. Cour. Forsch.-Inst. Senck. 200, 1-437.
- KNÜPFER J (1967) Zur Fauna und Biostratigraphie des Ordoviziums (Gräfenenthaler Schichten) in Thüringen. Freiburger Forsch.-H. C 220, 1-79.
- LANGBEIN R (1988) Einführung in die geologische Entwicklung Thüringens. 3. Aufl. Univ. Greifswald, Sektion Geol. Wiss. 1-97.
- LEONHARDT D, HEUSE T, HORN K, TRÖGER K-A & MALETZ J (2005) Der Zeitabschnitt Proterozoikum-Silur in der stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2002. Newsl. Stratigr. 41, 25-42.
- LINDEMANN U & HEUSE T (2000) The Ordovician of the Schwarzburg Anticline: Geotectonic setting, biostratigraphy and sequence stratigraphy (Saxo-Thuringian Terrane, Germany). Z. deutsch. geol. Ges. 151, 471-491.
- LINDEMANN U, MCNAUGHTON NJ, ROMER RL, GEHMLICH M, DROST K & TONK C (2004) West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotopic record. Int. J. Earth Sci. 93, 683-705.
- LÜTZNER H, ELLENBERG J & FALK F (1986) Entwicklung der Sedimentationsrate und der Ablagerungsprozesse im Altpaläozoikum Thüringens. Z. geol. Wiss. 14, 83-93.
- LÜTZNER H, LINDEMANN U, MEISEL S & HAHNE K (2001) Sedimentation und Fazies im gefalteten Paläozoikum des Thüringischen Schiefergebirges. In: GAUPP R & KLAUW S VAN DER (Hg) Sediment 2001. Jena. Schriftenr. deutsch. geol. Ges. 13, 113-136.
- MALETZ J & KATZUNG G (2003) Silur. In: SEIDEL G (Hg) Geologie von Thüringen. 2. Aufl. Stuttgart, 130-140.
- MANN M (1996) Paläobathymetrie und Beckenentwicklung im Altpaläozoikum des Schwarzburger Antiklinoriums (Thüringen). Beitr. Geol. Thüringen, N.F. 1996(3), 33-56.
- MENNING M & Deutsche Stratigraphische Kommission (2002) Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2002. Potsdam.
- MONTY CLV (1976) The Origin and Development of Cryptalgal Fabrics. In: WALTER MR (ed) Stromatolites. Amsterdam, 193-249.
- REH H (1964) Zur Entstehung der oolithischen Eisenerze im Ordovizium Thüringens. Abh. Deutsch. Akad. Wiss. Berlin, Kl. Bergbau, Hüttenwesen, Montangeologie, 2. Berlin, 97-128.
- SCHÄFER W (1962) Aktuo-Paläontologie nach Studien in der Nordsee. Senckenberg-Buch 41. Frankfurt/M.
- SCHÄFER A (2005) Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie. München.
- SCHMIDT W (1940) Ein dendroider Graptolith aus dem Untersilur Thüringens. Beitr. Geol. Thüringen 5, 121-126.
- SCHNEIDER W (1962) Lebensspuren aus der Gräfenenthaler Serie (Ordovizium) am Schwarzburger Sattel. Geologie 11, 954-960.
- SCHNEIDER H-J & WALTER HW (1988) Erzlagertstätten in Sedimenten. In: FÜCHTBAUER H (Hg) Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, II. Stuttgart, 569-681.
- SCHWAB K (1998) Zum Verständnis geologischer Vorgänge und geologischer Zeiträume. In: GUTSCHE E, HÄGELE PC & HAFNER H (Hg) Zur Diskussion um Schöpfung und Evolution. 4. Aufl. Porta-Studie, 6. Marburg, 139-162.
- SEIBOLD E (1974) Der Meeresboden. Berlin.
- SEIBOLD E (1991) Das Gedächtnis des Meeres. München/Zürich.
- STREIF H (1990) Das ostfriesische Küstengebiet. Sammlg. Geol. Führer, 57. Berlin/Stuttgart.
- TRAPPE J & ELLENBERG J (1994) The phosphorites from the Ordovician iron ore deposits in Thuringia, Germany. Zentralbl. Geol. Paläont. I 1992, 1387-1402.
- TUCKER RD, KROGH TE, ROSS RJ & WILLIAMS SH (1990) Time-scale calibration by high-precision U-Pb zircon dating of interstratified volcanic ashes in the Ordovician and Lower Silurian stratotypes of Britain. Earth Planet. Sc. Lett. 100, 51-58.
- TUREKIAN KK (1985) Die Ozeane. Geowissen kompakt, 8. Stuttgart, 202 S.
- VALETON I (1988) Sedimentäre Phosphatgesteine. In: FÜCHTBAUER H (Hg) Sedimente und Sedimentgesteine. Sediment-Petrologie, II. Stuttgart, 543-567.
- VOIGT T, HAHN T, LÜTZNER H & ELLENBERG J (2007) Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse des Altpaläozoikums auf den Blättern Steinach, Neustadt und Tettau. In: Thüringischer Geologischer Verein (Hg). Geologie des Altpaläozoikums am Südostrand des Schwarzburger Antiklinoriums. Jena, 30-64.
- WIEFEL H (1974) Ordovizium. In: HOPPE W & SEIDEL G (Hg) Geologie von Thüringen. Gotha/Leipzig, 165-194.
- WINGS O (2000) Ein Hartgrund als neuer Aspekt bei der Interpretation der unterthironischen Solnhofener Plattenkalke. Archaeopteryx 18, 75-92.