

Zeitschrift: Minaria Helvetica : Zeitschrift der Schweizerischen Gesellschaft für historische Bergbauforschung = bulletin de la Société suisse des mines = bollettino della Società svizzera di storia delle miniere

Herausgeber: Schweizerische Gesellschaft für Historische Bergbauforschung

Band: - (2016)

Heft: 37: Erzbergbau im Gental

Artikel: Geologie der Planplatten : Erzegg

Autor: Widmer, Roger

DOI: <https://doi.org/10.5169/seals-1089868>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. [Mehr erfahren](#)

Conditions d'utilisation

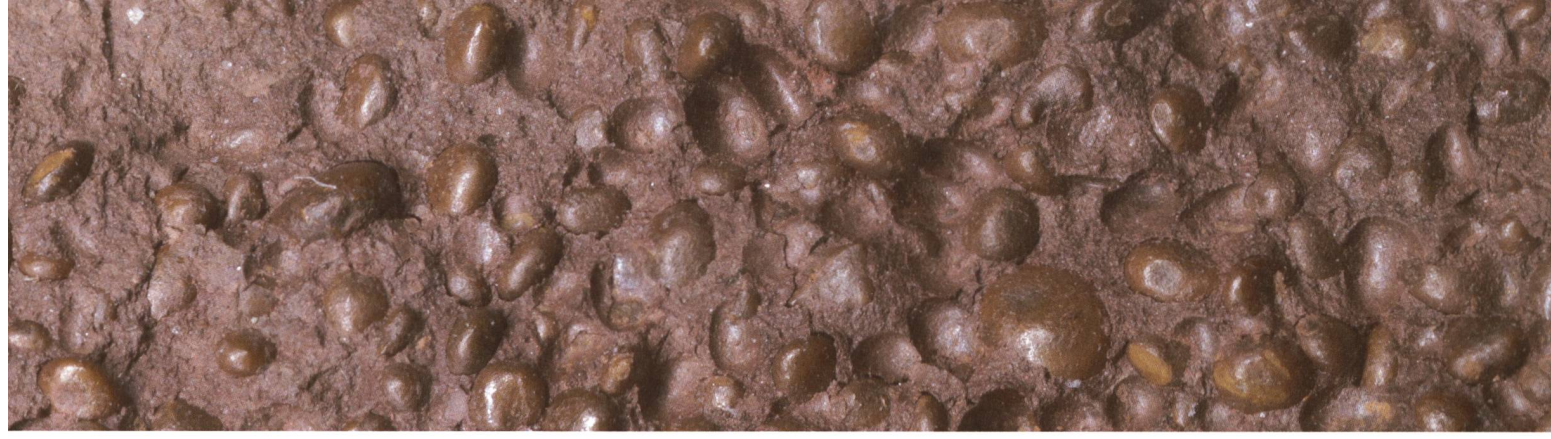
L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. [En savoir plus](#)

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. [Find out more](#)

Download PDF: 03.05.2026

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, <https://www.e-periodica.ch>



Geologie der Planplatten – Erzegg

Roger Widmer

Tektonische Grosseinheiten

Die Schweizer Alpen werden nach dem Ablagerungsraum ihrer Gesteine in die tektonischen Grosseinheiten Helvetikum, Penninikum, Ostalpin und das Südalpin unterteilt (Fig. 11).

Das Helvetikum steht für den nördlichsten Ablagerungsraum der Alpen. Paläographisch gesehen entsprach es während der Trias und dem Jura dem flachen Schelf der Tethys am südlichen Kontinentalrand von Europa.

Im Jura führte eine zunehmende Absenkung zu immer mächtigeren Ablagerungen eines ausgeprägten Meeres. Zusammen mit den Ablagerungen der Kreidezeit (Fig. 12) bilden diese Abfol-

gen heute die helvetischen Kalkalpen im Gebiet des Berner Oberlands und der Zentralschweiz. Während der alpinen Gebirgsbildung wurden die helvetischen Gesteine grösstenteils von ihrer kristallinen Unterlage abgeschert und weit nach Norden, auf den Europäischen Kontinent überschoben. Von einander getrennte, übereinandergeschobene Gesteinspakete werden «Decken» genannt. Die bemerkenswertesten Eisenoolithe des Berner Oberlandes befinden sich alle in der Axen-Decke.



Fig. 11

Die Einteilung der Schweiz in die tektonischen Grosseinheiten. Die Lagerstätten aus dem Lauterbrunnental, dem Urbachtal und der Planplatten – Erzegg sind in der Tektonischen Karte eingezeichnet. Reproduziert mit Bewilligung der SGK.

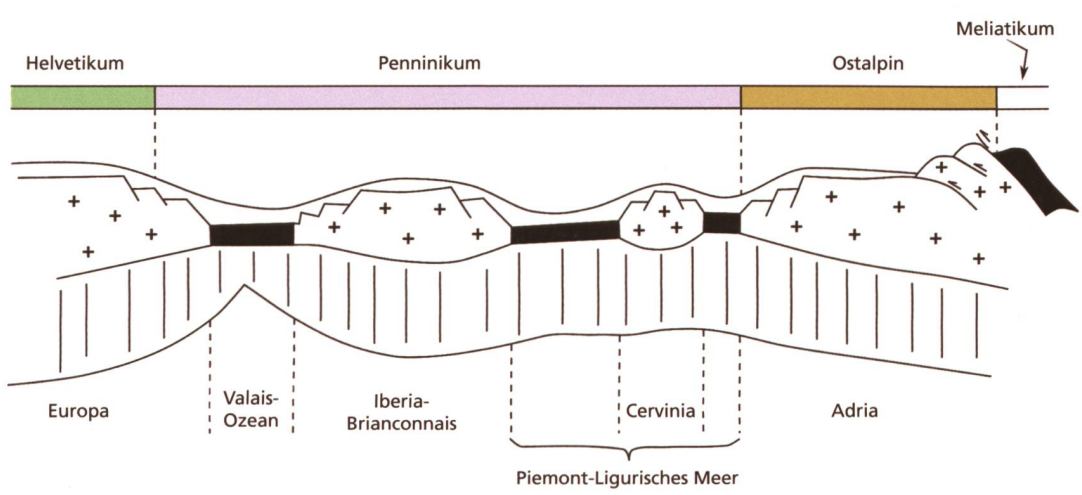


Fig. 12

Schematisches paläographisches Profil der Alpen am Ende der Unterkreide, stark überhöht gezeichnet. Kreuze: kristalline kontinentale Kruste, weiss: Sedimentbedeckung, schwarz: ozeanische Kruste, senkrechte Schraffur: lithosphärischer Mantel. Grafik: FROITZHEIM (2011).

Stratigraphie der Axen-Decke

An dieser Stelle soll kurz auf die verschiedenen Schichten der Axen-Decke im Bereich Planplatten – Erzegg eingegangen werden (Fig 13). Die folgende stratigraphische Auflistung, wie auch alle folgenden Gesteins- und Mineralienbeschreibungen welche die Planplatte-Erzegg betreffen stammen aus dem Bericht «Geologie der Glockhaus-Gruppe» von Tröhler (1966):

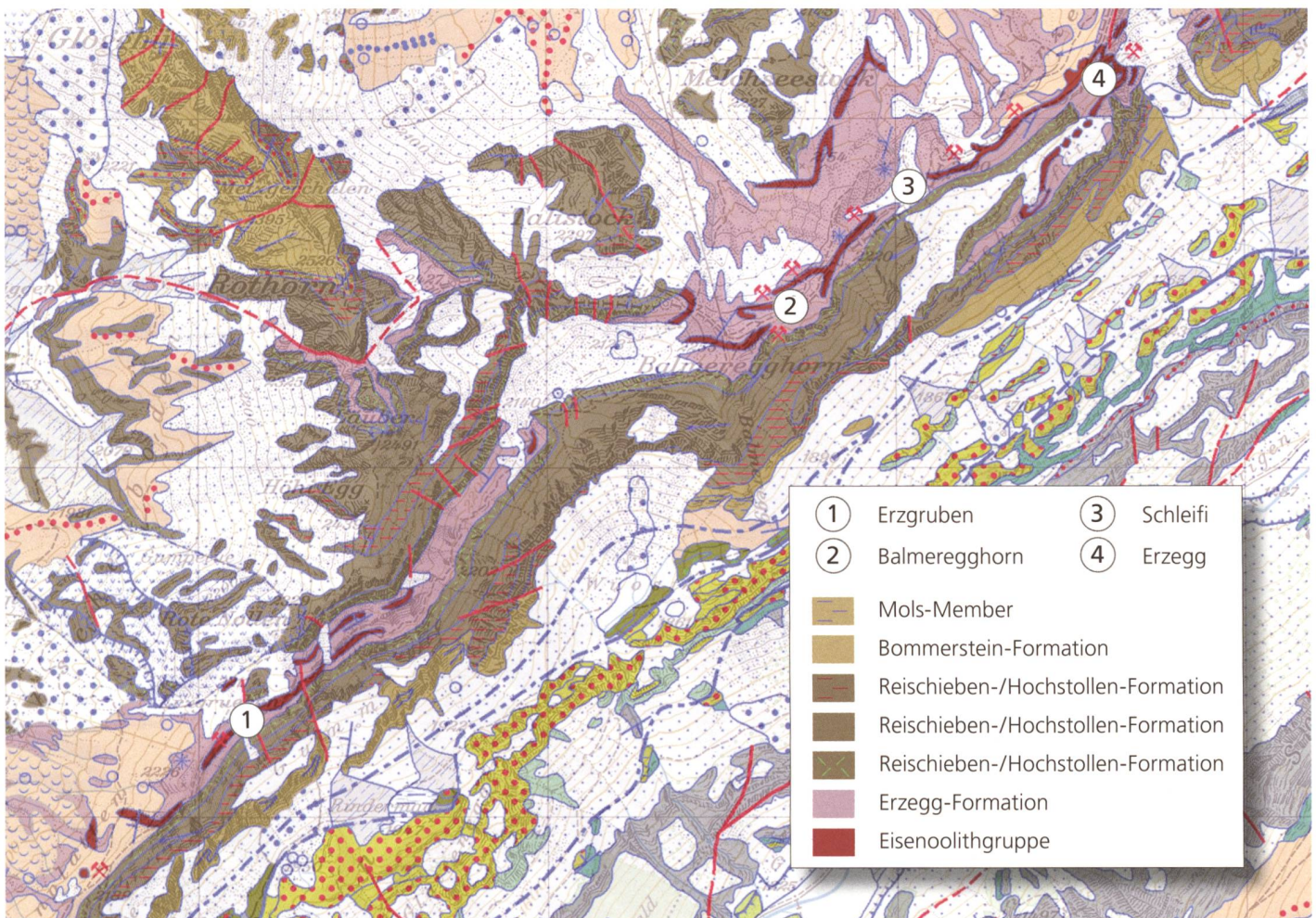
- Mols-Member (Bommerstein-Formation): schwarze, fossilere Ton-schiefer mit Anlauffarben auf den Schieferflächen, Spatkalke und Kalksandsteine (Mittlerer Jura).
- Bommerstein-Formation: Spatkalk, rote Echinodermenbrekzie, eisen-schüssiger Kalksandstein und Knauer-schiefer (Mittlerer Jura).
- Reischiben-/Hochstollen-Formation: sandige Mergelschiefer (Mittlerer Jura).
- Reischiben-/Hochstollen-Formation: sandige und feinspätige Kalke, Wechsellagerungen von Mergel-schiefern, Kieselkalken und Sand-kalken (Mittlerer Jura).
- Reischiben-/Hochstollen-Formation: Echinodermenbrekzie (Mittlerer Jura).
- Erzegg-Formation: Ton-, Mergel-schiefer, Spat- und glimmerführende Mergelschiefer (Mittlerer-Später Jura).

- Erzegg-Formation: Eisenoolithgruppe (Mittlerer-Später Jura).

Bedingt durch die starken tektonischen Beanspruchungen und der Bildung von überkippten Falten während der Gebirgsbildung, folgen über der

Fig. 13

Karte mit den im Bereich der Planplatten – Erzegg, am Aufbau der Axendecke, beteiligten Member. Reproduziert mit Bewilligung der swisstopo (JA100120).



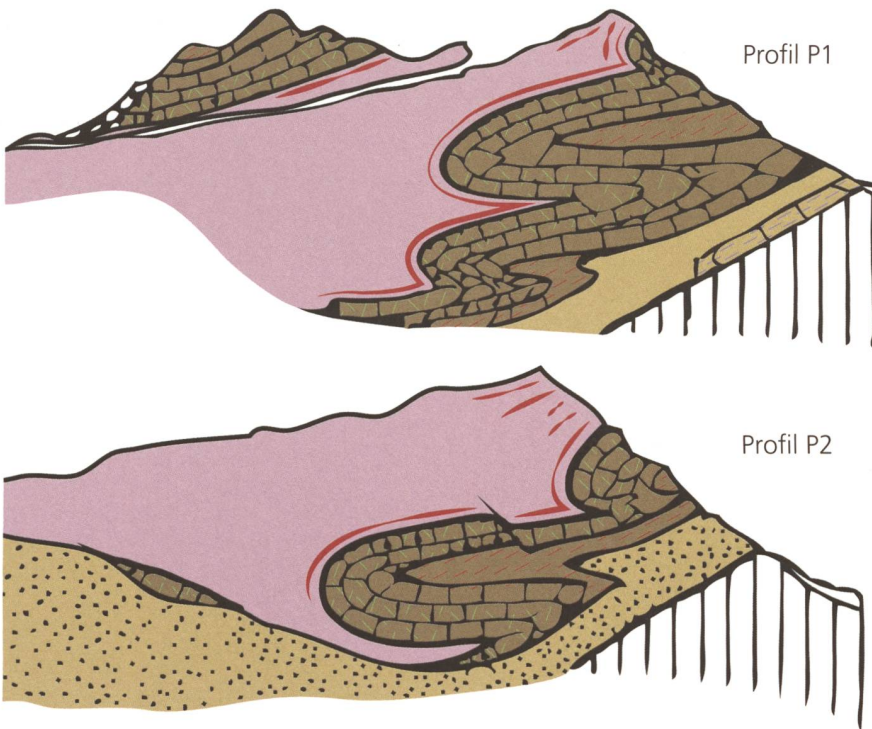


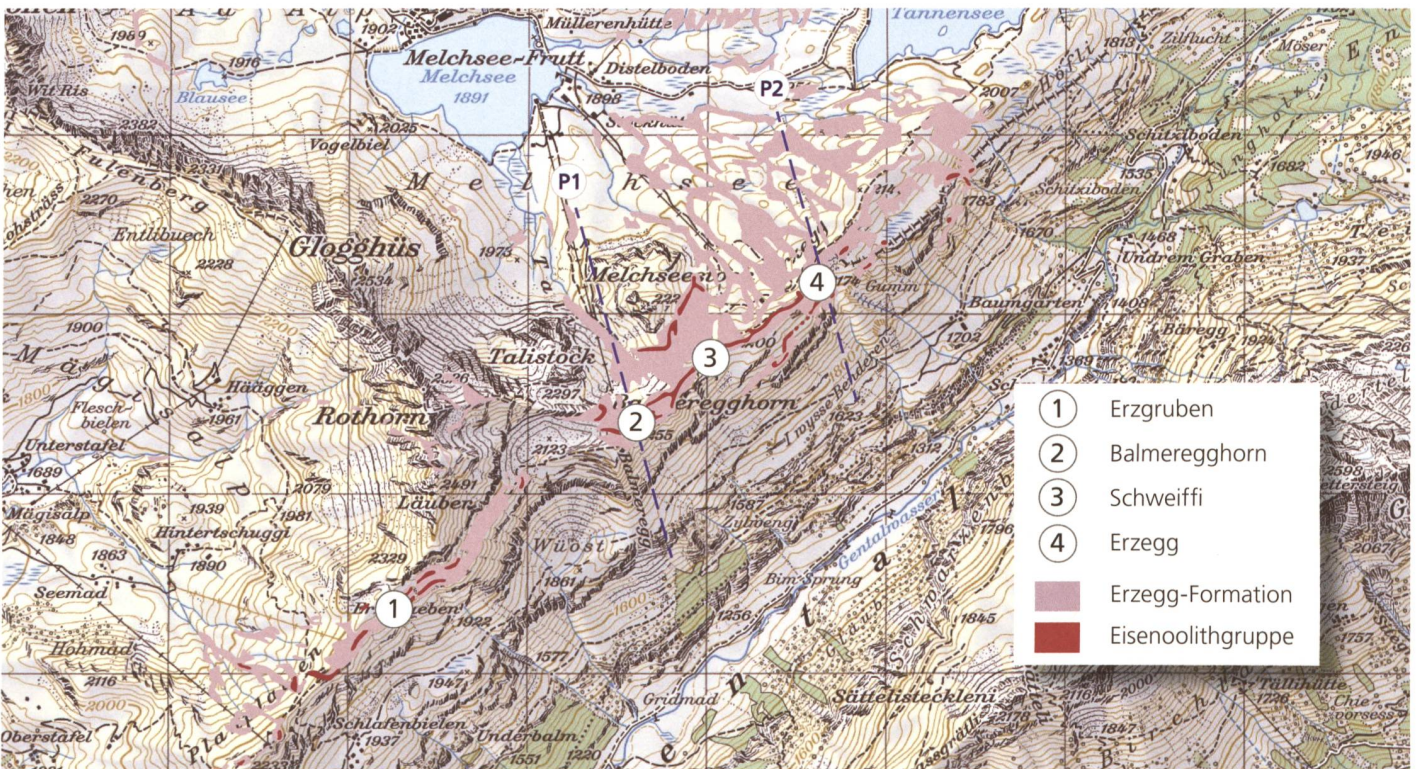
Fig. 14

In den beiden Profilen P1 und P2 ist die Faltenbildung entlang des Grates Planplatten – Erzegg gut zu erkennen. Zum besseren Verständnis sind die beiden Profile in der Karte (Fig. 15) eingezeichnet. Profile: Abgeändert nach einer Vorlage von TRÖHLER (1966)

- Mols-Member
- Bommerstein-Formation
- Reischieben-/Hochstollen-Formation
- Reischieben-/Hochstollen-Formation
- Reischieben-/Hochstollen-Formation
- Erzegg-Formation
- Eisenoolithgruppe

Fig. 15

Topographische Karte mit der eingezeichneten Erzegg-Formation und den an der Oberfläche ausbeissenden Eisenoolithen. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100120).



Erzegg-Formation wieder Gesteine der jüngeren Hochstollen-/Reischiben- und Bommerstein-Formation (Fig. 14).

Dank dem weiträumigen Auftreten von Eisenoolith wurde den Gesteinen der Erzegg-Formation bereits seit dem 14. Jh. ein spezielles Interesse geschenkt (Fig. 15). Nirgends in der Schweiz können diese in einer solchen Mächtigkeit über eine derart lange Strecke verfolgt werden wie im Bereich Planplatten – Erzegg. Aus diesem Grund wird auch in diesem Kapitel dem Eisenoolith ein spezielles Interesse geschenkt.

Die Begleitgesteine der Eisenoolithe aus der Erzegg-Formation

Die Gruppe der Eisenoolithe enthält eine faszinierende Vielfalt an Gesteinen, die sich lateral ablösen und durch fließende Übergänge miteinander verbunden sind (TRÖHLER 1966):

- Eisenoolithe
- ooidführende Mergelschiefer
- sideritführende Spatkalke
- pyritführende Mergelkalke
- Phosphatkollengestein
- chloritführende Schiefer
- Mergelschiefer (als dünne Lagen zwischen Oolithbänken)
- Sideritkollengesteine

Ein fossiler Zeitmesser...?

Im Eisenoolith der Hauptvererzung finden sich spärlich Fossilien, wie z.B. Ammoniten und Belemniten (Fig 18/19). Aber die wenigen, welche gefunden wurden waren hilfreich bei der zeitlichen Zuordnung in die Zeit des Spätes Bajocien bis zum Frühen Oxfordien stellen. Praktisch zeitgleich wurden weiter östlich der Blegi-Eisenoolith (spätes Bajocien bis mittleres Callovien) und im Jura das

Herznach-Member (ebenfalls ein Eisenoolith, frühes Callovien bis mittleres Oxfordien) abgelagert.

Der Grund für die Fossilien-Armut der Eisenoolithe der Erzegg-Formation, liegt in der sekundären Lagerung der Eisenoolithe, d.h. nach der Bildung wurden die Ooide nur zusammen mit gleichgrossem Detritus umgelagert. Fossilreicher sind die über der Hauptvererzung örtlich auftretenden, grünlichen Mergelschiefer. In diesen, in dünnen Lagen auftretenden Schichten, wurden schon zahlreiche Ammoniten aus der Zone des «*Peltoceras atletha*» gefunden.



Fig. 16

Belemniten-Querschnitt mit typischer radialstrahliger Anordnung der Calcit-Fasern. Fundstelle westlich des obersten Masten beim Balmereggorn (Bildgrösse 10 mm).



Fig. 17

Ein Ammonit (*Homeoplanulites*) aus der Familie *Perisphinctidae*, Fundstelle am Wanderweg zwischen Erzgruben und Balmereggorn, unterhalb des Roten Nollen (Bildgrösse 50 mm, NMBE).

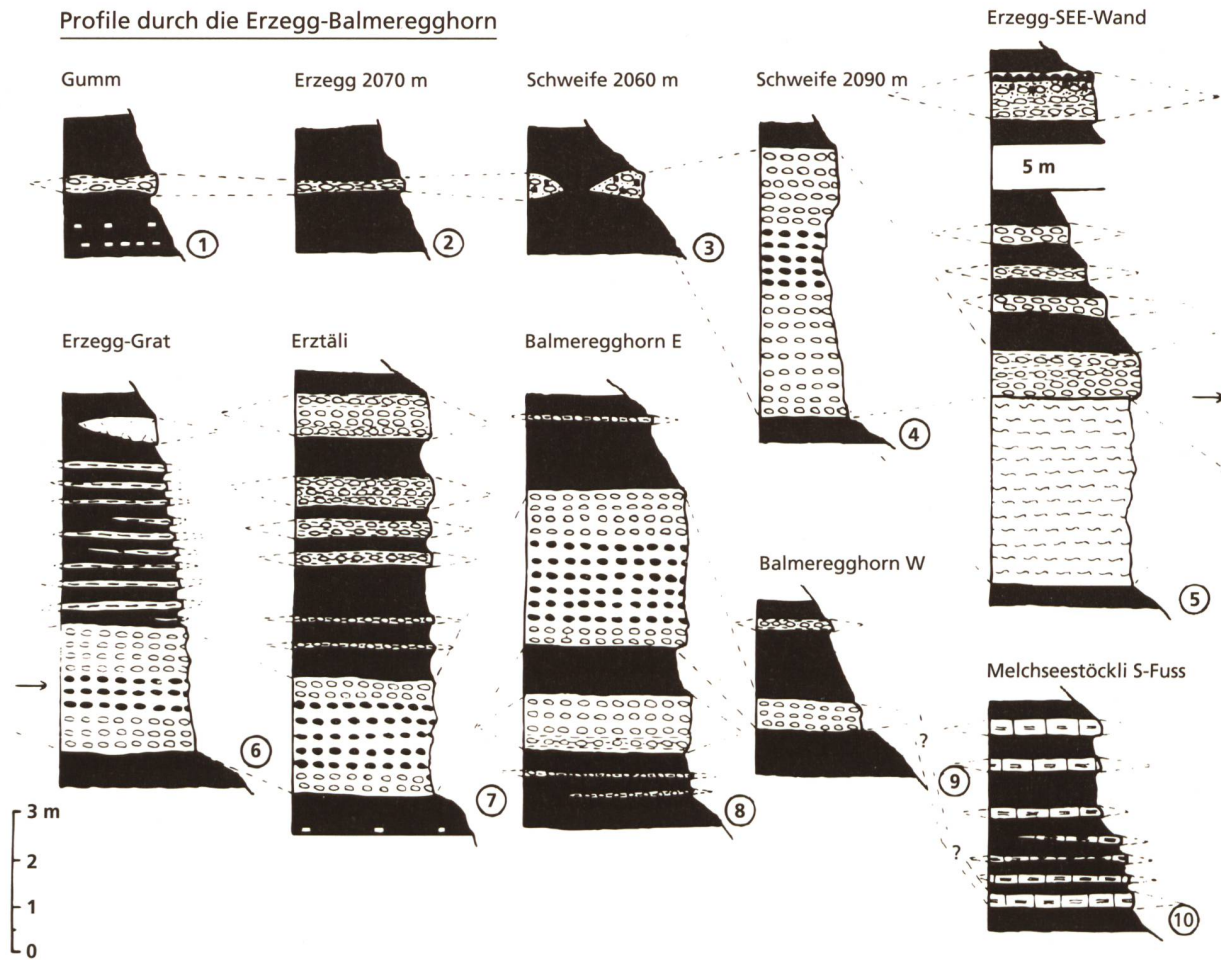


Fig. 18
 In diesen Profilen durch die Erzgrube bei Planplatten ist eindrücklich die wechselhafte Mächtigkeit der Eisenoolithe zu sehen. Grafik: TRÖHLER (1966)

Abschnitt Planplatte

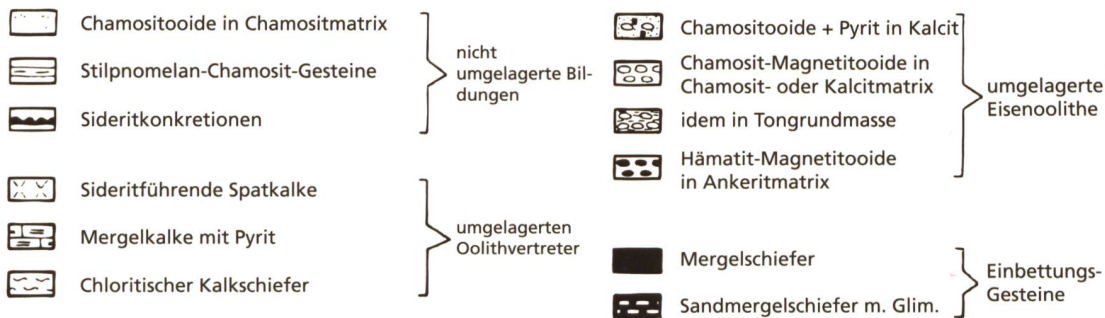
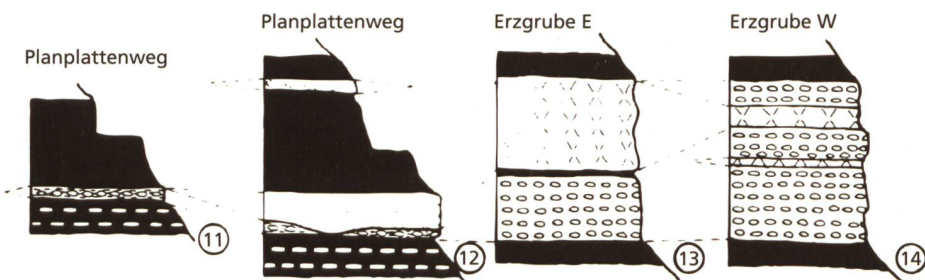




Fig. 19

Topographische Karte mit der eingezeichneten Erzegg-Formation und den an der Oberfläche ausbeissenden Eisenoolithen. Reproduziert mit Bewilligung von swisstopo (JA100120).

Der Eisenoolith

Die Eisenoolith-Gruppe befindet sich als auffallend rotes Band ca. 10 bis 20 m über der Basis der Erzegg-Formation, eingebettet in graue Mergelschiefer. Ihre Mächtigkeit wechselt innerhalb von wenigen Metern zwischen 6 und 0 m (Fig. 18). Der Eisenoolith liegt somit zwischen den hangenden grauen Mergelschiefern und den glimmerführenden Sandmergelschiefer im Liegenden und dort wo dieser fehlt, gehen die Beiden ohne scharfe Grenze ineinander über (TRÖHLER 1966).

Die Minerale im Eisenoolith

Am Aufbau der Eisenoolithe der Erzegg-Formation sind eine grosse Anzahl Minerale und Mineralgemische beteiligt:

- Goethit / Hämatit / Magnetit
- Chamosit
- Pyrit
- Siderit
- Ankerit / Dolomit
- Kalzit (Karbonat)
- Tonminerale
- Muskovit
- Stilpnomelan
- Phosphorit
- Quarz

Diese chemisch wie auch optisch unterscheidbaren Bausteine sollen hier etwas näher beschrieben werden. Betrachtet man die Bildung der am Aufbau beteiligten Minerale, so erhält man wichtige Hinweise zur Genese der Eisenoolithe.

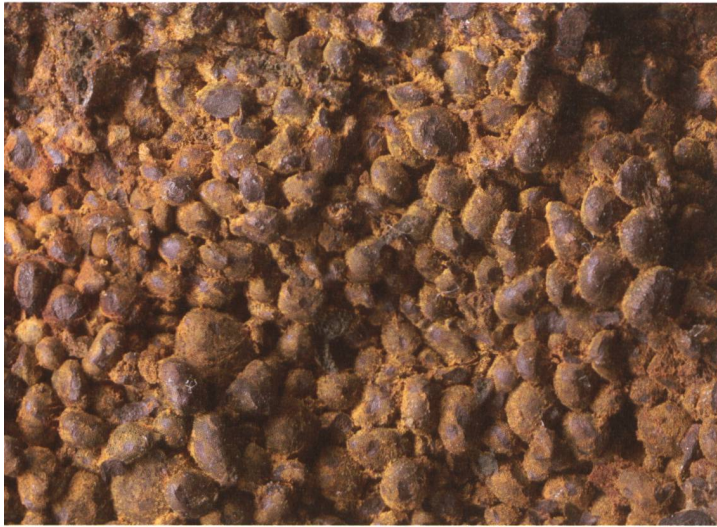


Fig. 20

Stark verwitterter Oolith mit dem typisch «rostigen» Erscheinungsbild. Gut sichtbar die auslaugung karbonatische Grundmasse.

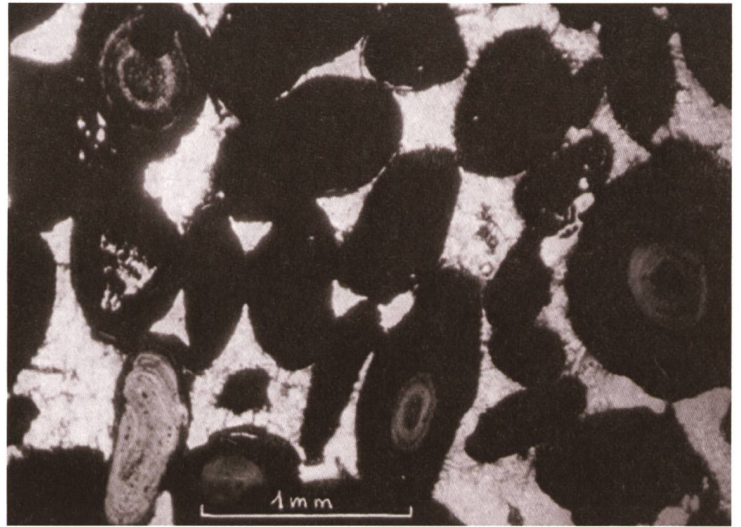


Fig. 11

Verwitterung eines silikatischen Ooliths. Der Kern besteht noch aus Chamosit, die äusseren Hüllen wurden bereits zu Goethit umgewandelt. Foto: TRÖHLER (1966)

Goethit fällt im Eisenoolith sofort durch seine rostfarbenen Oker- Braun- und Rottöne auf (Fig. 20). Im frischen Eisenoolith konnte Tröhler (1966) aber keinen Goethit nachweisen. Verursacht durch eine starke Diagenese; der Verfestigung des Eisenooliths während der Entstehung, und einer leichten Metamorphose durch die alpine Gebirgsbildung oder Orogenese, wurde eine Entwässerung und Reduktion des primären Goethits verursacht.

Die Ooide des frischen Eisenooliths bestehen heute aus einem feinkörnigen Gemisch aus Hämatit, Magnetit und Chamosit. Das Auftreten von Goethit ist eine reine Verwitterungserscheinung (Fig. 20/42) und somit an Zonen mit oberflächennaher Verwitterung gebunden (TRÖHLER 1966).

Hämatit tritt im Eisenoolith als Baustoff sowohl für die Ooide, wie auch der Matrix auf. In den Ooiden bildet er zusammen mit dem Magnetit eine feinkörnige Masse (Fig. 22). Er ist im

Dünnschliff gut an seiner rot durchscheinenden Farbe zu erkennen und ist im Eisenoolith an die eisenreichsten Partien gebunden (TRÖHLER 1966).

Es bestehen zwei Möglichkeiten, wie Hämatit in Eisenoolithen entstehen könnte:

1. Direkte Ausfällung des Eisens aus dem Wasser, wobei das Redoxpotential Eh und die Wasserstoffionenkonzentration pH ausschlaggebend sind, ob Goethit, Hämatit, Siderit, Pyrit oder Magnetit entstehen (Fig. 31).
2. Diagenetische Bildung von Hämatit durch Entwässerung von Goethit bei hohen pH-Werten, erhöhter Temperatur oder erhöhtem Druck z.B. bei grosser Überlagerung (TRÖHLER 1966).

Magnetit wurde von Tröhler nur in den Ooiden als wesentlicher Bestandteil ausgemacht. In silikatischem Oolith ist er zu

Oktaedern auskristallisiert und an seiner Form gut zu erkennen (Fig. 23). Dagegen kommt er in oxidischem Oolith zusammen mit Hämatit als körniges Aggregat vor (Fig. 22). Deverin (1945), welcher den Eisenoolith von Chamoson beschrieb, betrachtete die Magnetitbildung im Zusammenhang mit der Metamorphose während der Entstehung der Alpen. Heute weiss man, dass Magnetit auch in völlig ungestörten Lagerstätten auftreten kann und seine Bildung muss als Ergebnis der Diagenese angeschaut werden. Zur Bildung von Magnetit während der Diagenese sind sehr hohe pH-Werte erforderlich (Fig. 31). Zudem bildet sich Magnetit an Stelle von Hämatit bei sehr hohem Überlagerungsdruck, wie sie z.B. in Becken, oder Zonen erhöhten Druckes infolge Tektonischer Aktivitäten (TRÖHLER 1966).

Grundsätzlich ging Tröhler davon aus, dass die Entstehung des Magnetits der Diagenese zugeschrieben werden muss. Bei einer Überdeckung von 400 m Malm,

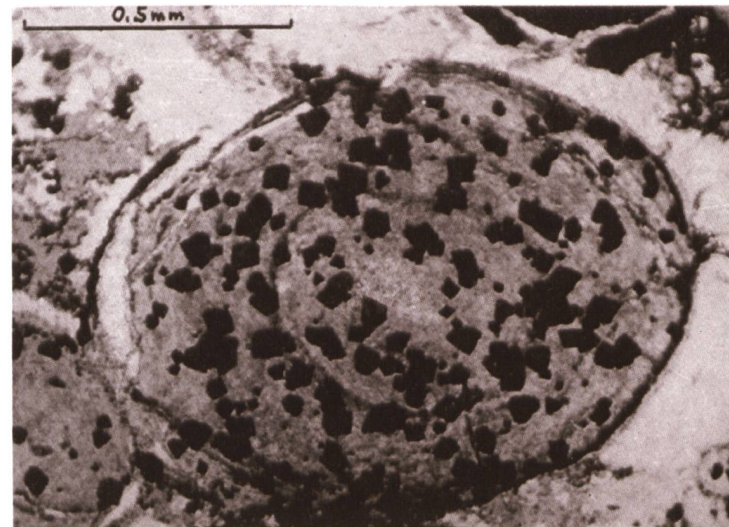
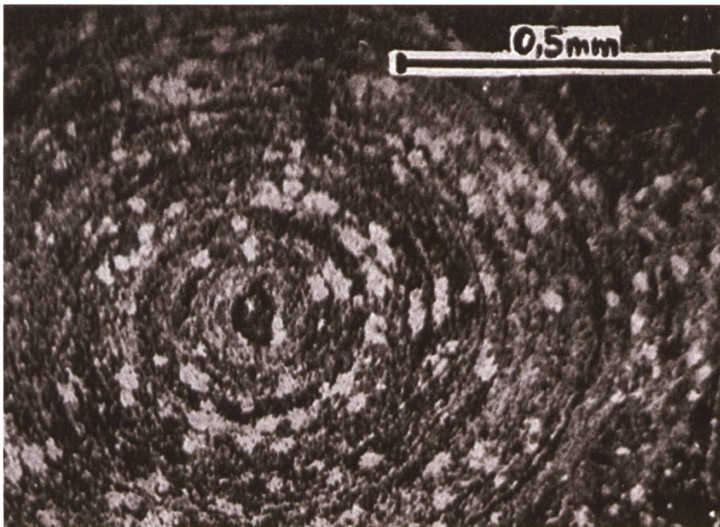


Fig. 22
In oxidischen Ooiden ist der Hämatit/ Magnetit feinkörnig verteilt. Durch die Metamorphose ist der Magnetit zu Oktaedern umkristallisiert, weshalb der Hämatit ein gesprenkeltes Bild zeigt. Foto: TRÖHLER (1966)

Fig. 23
Gut sichtbar die idiomorphe Ausbildung der Magnetitkörner im Chamositoid. Der diagenetisch gebildete Magnetit kristallisierte während der alpinen Metamorphose um. Foto: TRÖHLER (1966)

800 m Kreide und ca. 1000 m Tertiär wäre genügend Druck vorhanden gewesen, dass dieser Vorgang auch zu einem späteren Zeitpunkt aufgetreten sein kann.

Daneben können vor allem die auffälligen Neukristallisationen der meta-

morphen Überprägung durch die alpine Gebirgsbildung zugeschrieben werden (TRÖHLER 1966, Fig. 22/23).

Chamosit ist bedingt durch seine Zugehörigkeit zur Chloritgruppe, für die verschiedenen Grüntöne des Eisenooliths

verantwortlich. Der Chamosit ist im Eisenoolith in der Matrix, den Ooiden und als Kluffüllung vertreten. Teilweise kommt es vor, dass in dünnen Lagen der Eisenoolith praktisch als monominerales Gestein aufgebaut ist, d.h. die Matrix

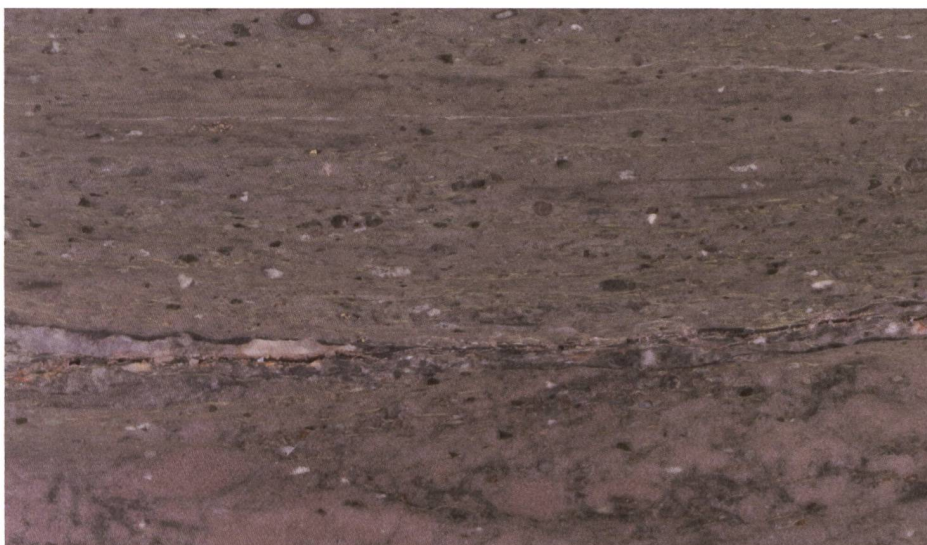
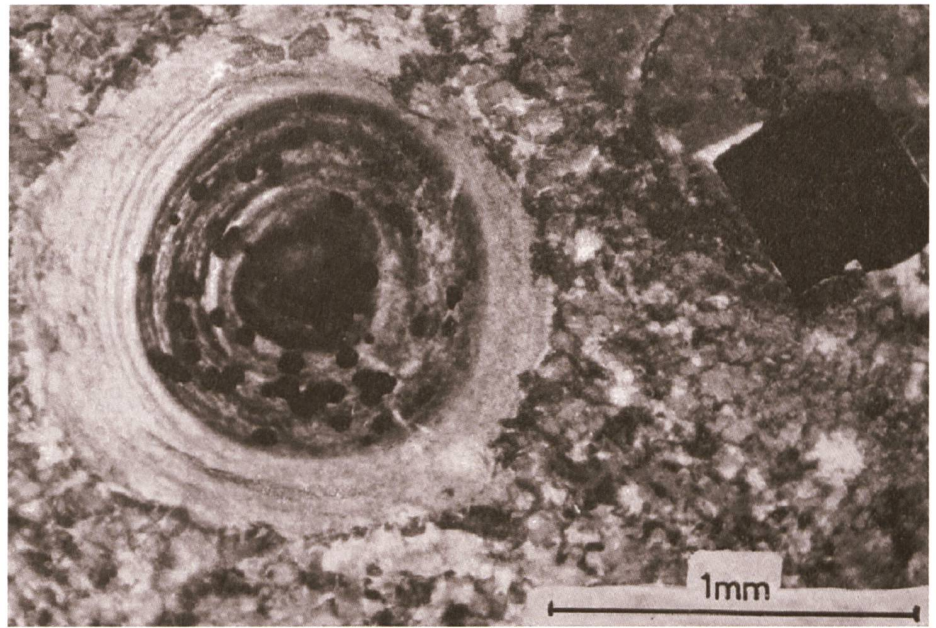


Fig. 24
o.links: Im Urbachtal sind die obersten 3 cm des roten Blegiooliths ebenfalls beinahe aus reinem Chamosit aufgebaut. Auf dem Foto ist der Übergang vom roten Blegioolith zum grünen Chamosit gut zu erkennen. Vereinzelt sind in der grünen Grundmasse aus Chamosit ein paar wenige Ooide eingebettet.

Fig. 25

Verdrängung des Chamosites in den äusseren Schalentteilen eines Ooides durch Karbonat. Im Zentrum sind noch Magnetitkörner erkennbar. Charakteristisch für den Verdrängungsvorgang ist die Fixierung des Eisens in der unmittelbaren Umgebung (rechts im Bild) als Pyrit.

Foto: TRÖHLER (1966)



wie auch die Ooide bestehen nach Dünnschliffbefunden nur aus Chamosit (Fig. 24).

Pyrit tritt im Eisenoolith hauptsächlich im Zusammenhang mit der tonigen Matrix als körniges Aggregat, oder in Form von Würfeln bis 0.5 cm auf (Fig. 25). Seine Bildung folgte keinerlei Strukturen im Gefüge. Es kann vorkommen, dass die gut ausgebildeten Würfel z.T. in die Ooide hineingewachsen sind, oder tonige Matrix in grösseren Würfeln eingeschlossen wurden. Organische Bestandteile in der tonigen Matrix lieferten den Schwefel, der in einem reduzierende Milieu mit hohen pH-Werten, zur Bildung des Pyrits während der Diagenese geführt hatte.

Siderit kommt in den Oolithen eher selten vor, zeigt aber deutliche Verdrängungsstrukturen in den Ooiden. Tröhler entdeckte das Mineral in brekziösen Bänken unterhalb der Erzegg in der südwestlichen Wand. Dort bildet Siderit zusammen mit Phosphorit, Pyrit, Kalzit und

einigen dünnen Schlieren aus Chamosit ein hartes Gestein ohne Ooide (Fig. 26). Ankerit und Dolomit kommen in Spuren in der Matrix vor. Der Ankerit ist eisenreich und rein optisch schnell mit dem Siderit zu verwechseln (TRÖHLER 1966).

Stilpnomelan wurde von Tröhler in mehreren dünnen Sekundärbändern,

oberhalb der Eisenoolithe als wesentliches Eisenmineral festgestellt.

Phosphorit tritt stets als Knolle oder nierige Konkretion auf und ist ein Gemisch aus Ca-Phosphat, Quarz, Kalzit und Chamosit. Die Phosphorit-Knollen entstanden vermutlich beim Kontakt von basischer Porenwässer mit dem oxydie-

Fig. 26

Siderit- und Phosphorit-Knollenlage an der Obergrenze einer Eisenoolithbank in der Erzegg-SE-Wand. Schwarz: Phosphoritknollen; Weiss: Sideritkonkretionen, z.T. mit eingeschlossenen Ooiden; Grau: Tonige Grundmasse.

Foto: TRÖHLER (1966)

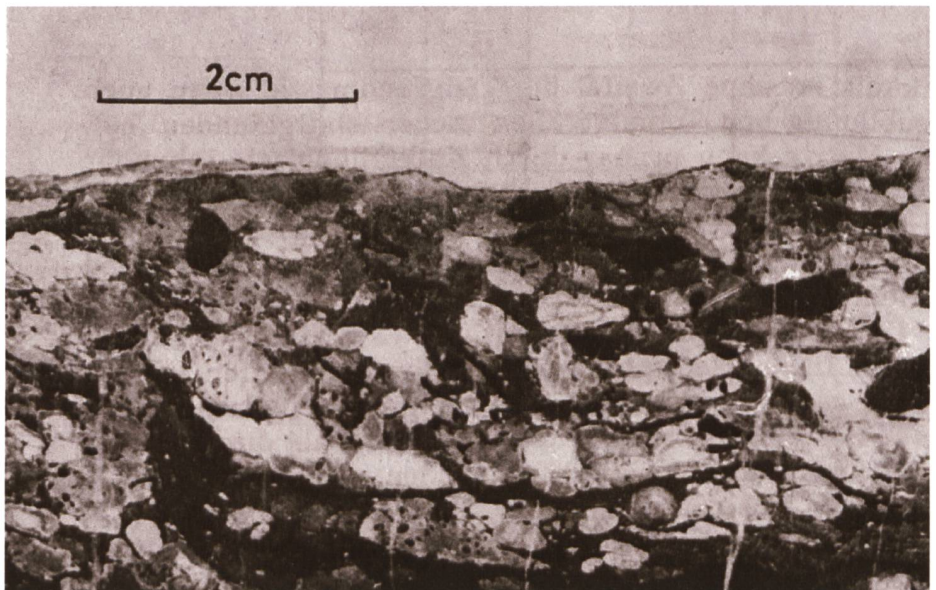
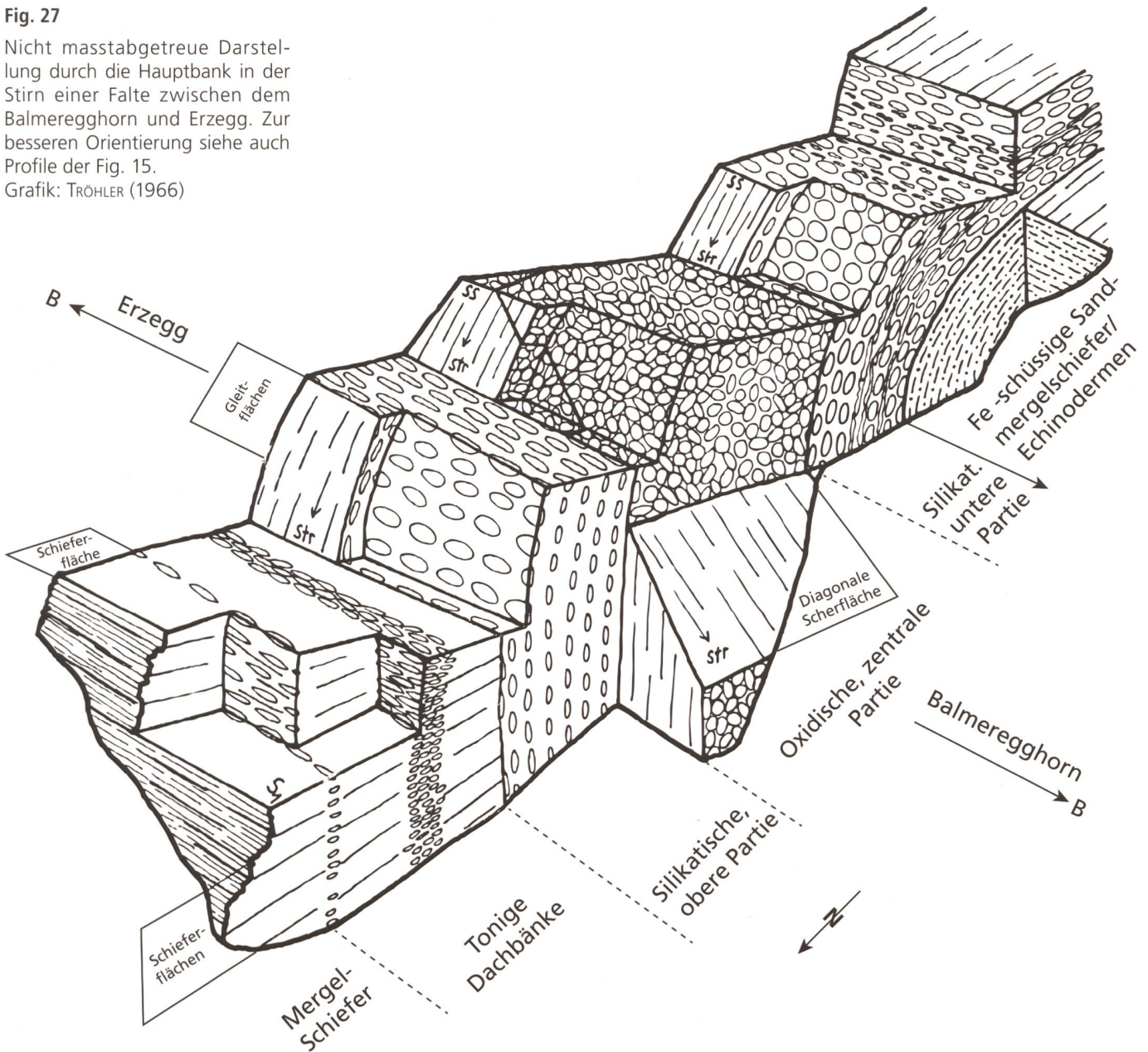


Fig. 27

Nicht masstabgetreue Darstellung durch die Hauptbank in der Stirn einer Falte zwischen dem Balmeregghorn und Erzegg. Zur besseren Orientierung siehe auch Profile der Fig. 15.
 Grafik: TRÖHLER (1966)



renden Meerwasser. Dabei wurde Ca-Phosphat zu Knollen ausgefällt und bei der Diagenese kristallin. Anhäufungen zu richtigen Phosphorit-Knollenlagen zeugen von einer zusätzlichen Anreicherung durch Umlagerung und Verschwemmung. Auftreten der Knollen: verstreut in den oxidischen-Oolithen der zentralen Partie (Durchmesser 2–3 mm), oder zu Lagen verschwemmt, an einzel-

nen Stellen in den tonigen Dachbänken (Fig. 27). Die Durchmesser können hier bis 2 cm betragen, oft entpuppen sich Knollen dabei als «mumifizierte» Ammoniten. In silikatischen Oolithen der unteren- und oberen Partie (Fig. 27), konnte optisch nie Phosphorit nachgewiesen werden. Wahrscheinlich wurden eventuell vorhandene Knollen während der Diagenese aufgelöst und der Phosphor

in das Silikatgitter eingebaut. Silikatische Oolithe enthalten im Durchschnitt 0,5 - 0,8% P_2O_5 , (TRÖHLER 1966).

Quarz ist vor allem in oxidischen Eisenoolithen als detritische Komponente bis zu 50 % enthalten. Die runden, meist korrodierten Körner weisen ähnliche Durchmesser auf wie die Ooide (0,8–1,2 mm). Detritischer Quarz fehlt hingegen in reinen Chamositoolithen, entweder weil

er bei der Diagenese vollständig aufgelöst wurde, oder aber primär nicht abgelagert worden war. Sehr selten können Quarzkörner auch als Ooidkerne angetroffen werden (TRÖHLER 1966).

Matrix und Ooide des Eisenooliths

Die *Tonmatrix* ist ohne Zweifel detritischen Ursprunges, aber laut Tröhler mussten bei der Diagenese auch Neubildungen von Tonmineralien stattgefunden haben.

Die *Karbonatmatrix* könnte durch primäre Fällung, wie auch durch Auflösung von Kalkdetritus und späterer Auskristallisierung in feinkörniger oder spätkörniger Form entstanden sein.

Die Matrix des Eisenoolith enthält neben den Ooiden noch weitere Komponenten, die detritischen Ursprungs sind:

- Quarzkörner in der Grösse der Ooide (häufig)
- Falsche Ooide (auch Pseudooide genannt), Kügelchen aus Eisenhydroxid oder Chamosit, aber ohne schaligen Aufbau. Tröhler vermutet ihren Ursprung als Produkt einer Umlagerung
- Tongerölle, oft mit darin eingeschlossenen Ooiden (sichere Anzeichen einer Umlagerung)
- Phosphoritknollen
- Hämatitknollen z.T. mit Goethitrand
- Echinodermenbruchstücke, Schalensreste und andere unbestimmbare Fossiltrümmer
- Gesteinsbruchstücke wie Dolomit, Quarzit, Feldspäte usw. (selten)

Interessant ist die Beobachtung von Tröhler, dass die Anwesenheit oben aufgezählter Komponenten den gleichen Strömungsverhältnissen zuzuschreiben sind, wie sie auch für den Transport der Ooide verantwortlich waren.

Das würde bedeuten, dass für eine vermehrte Ablagerungen der Ammoni-

ten, Belemiten und Rhynchellenschalen andere Sedimentationsbedingungen geherrscht hatten. Die Fossilien treten häufig in dünnen Lagen auf und verdanken ihre Bildung einer zeitweilig stärkeren Strömung, was wiederum zur Folge hatte, dass nicht verfestigte Ooide wegtransportiert wurden. Solche veränderten Strömungsbedingungen werden heute oft auch als Sturmflagen interpretiert.

Aufbau der Ooide

Die Kerne der Ooide können aus Quarzkörnern, Echinodermentrümmern, Eisenhydroxidkügelchen, zerbrochenen Ooiden und Gesteinstrümmern bestehen.

Im Untersuchten Gebiet treten in der umgelagerten oxidischen zentralen Partie hauptsächlich Echinodermentrümmern als Kern auf. In den umgelagerten, silikatischen unteren- und oberen Partien weisen höchstens noch Spuren auf ein ehemaliges Echinodermenstück hin. Sehr häufig kommen in allen drei Partien Ooidbruchstücke als Kerne vor. Sie beweisen, dass schon während der Bildung der Ooide eine teilweise Aufarbeitung stattgefunden hatte und dass in der heutigen Lagerstätte oftmals umgelagerte Ooide vorliegen.

In den silikatischen, nicht umgelagerten Ooiden der tonigen Dachbänke wurden nie Ooidbruchstücke als Kerne gefunden. Dies ist ein eindeutiges Anzeichen für eine Entstehung vor Ort, ohne dass eine Umlagerung stattgefunden hätte.

Die Schalen von Ooiden können aus Eisenoxiden- und Hydroxiden, Eisensilikaten, Karbonaten oder Phosphaten aufgebaut sein. Wie Tröhler feststellte bestehen die Ooide der Erzegg-Formation zum grössten Teil entweder aus Eisenoxid- und Eisensilikaten oder beiden zusammen. Seltener waren karbonatische Schalen.

Oft alternieren Silikatschalen zusammen mit Oxydschalen. Tröhler untersuchte einige gleichgrosse Ooide aus allen unterschiedlichen Eisenoolithen im Dünnschliff auf ihre unterscheidbaren Zonen innerhalb der Ooidhülle. Dabei kam er im Durchschnitt auf 40 bis 60, max. 80 Schalen. Eine viel geringere Anzahl an Schalen erfasste er bei den nicht umgelagerten Ooiden aus den tonigen Dachbänken oberhalb der Hauptlagerstätte. Hier kam er auf 30 bis max. 40 Schalen was wiederum auf unterschiedliche Bedingungen bei der Bildung hin deutet.

Kein Ooid gleicht dem Anderen

Tröhler konnte beobachten, dass die Ooide in den Anschliffen, Dünnschliffen usw. nie eine Kugelform, sondern immer mehr oder weniger flachgedrückte, deformierte Formen zeigten.

Es muss davon ausgegangen werden, dass die Ooide auch bei ihrer Bildung niemals eine Kugelform aufgewiesen hatten. Denn schon bei ihrer Bildung waren die Kristallisationskeime wie z.B. Fossilienrümmern in ihrem Zentrum nie perfekt gerundet. Dazu kam noch ein unterschiedliches Wachstum der Hülle, Rotationsdeformationen beim Transport und eine spätere Deformation bei der Diagenese sowie der Metamorphose.

Tektonisch bedingte Deformationen

Die alpine Gebirgsbildung hat neben metamorphen Veränderungen der Minerale auch Veränderungen im Gefüge des Eisenoolithes mit sich gebracht (Fig. 27):

- In der silikatischen unteren Partie der Hauptbank (Chamositooide in Chamositmatrix), entstanden schichtparallele Scherflächen. Längs dieser Zonen sind die Ooide völlig zerquetscht und zu Schlieren deformiert (Fig. 28).



Fig. 28

Umgelagerte Chamositooide in Kalzitgrundmasse. mit tektonischer Deformation. Längs gewissen Zonen sind die Ooide total ausgezogen, während dazwischen noch völlig ungestörte Bezirke vorhanden sind. Foto: TRÖHLER (1966)

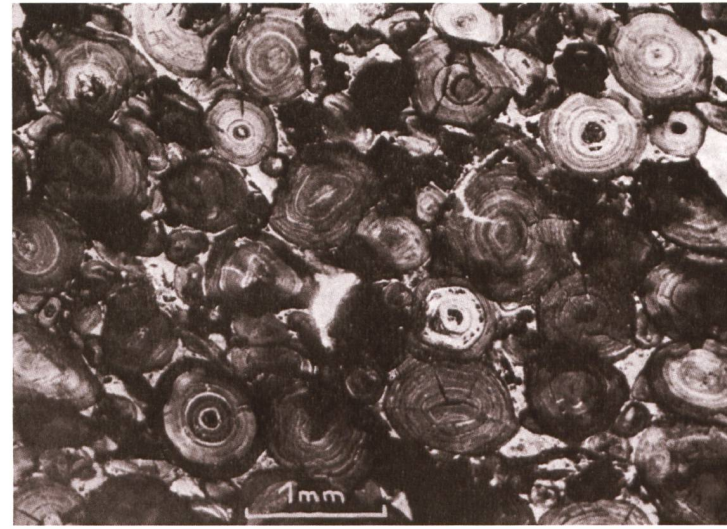


Fig. 29

Die Schwundrisse sind bei der Alterung der gelartig abgeschiedenen Substanz am primären Bildungsort entstanden. Die Deformationen der Ooide ist Folge einer Setzung an zweiter Lagerstätte. Solche Bilder sind typisch für ehemalige Goethitooide. Foto: TRÖHLER (1966)

- In der oxidischen zentralen Partie der Hauptbank (Hämatit/Magnetitooide in Ankeritmatrix), zeigen sich im Kleingefüge keine Veränderungen (Fig. 29). Bei der Faltung wollte die zentrale Partie paketweise ausweichen, was zu diagonal zur Schichtung angelegten Klüften und Verwerfungen mit Striemung parallel zur Faltenachse B geführt hatte (Fig. 27).
- Die silikatische obere Partie der Hauptbank (Chamositooide in Chamosit-Tonmatrix), zeigt deutliche Presstrukturen; die Ooide sind in der B-Achse der Falte gelängt, liegen aber mit ihrer ab-Fläche noch parallel der Schichtung (Fig. 27).
- Die nicht umgelagerten Chamositooide in den tonigen Dachbänken, über der Hauptbank, sind hingegen sehr stark deformiert.

Ooide – Keine versteinerten Fischeier

Was ist nun aber dieser im Text schon oft erwähnte Oolith, dessen Namen sich aus dem Griechischen für Ei «oon» und Stein «lithos» ableiten lässt?

Oolithe sind Sedimentgesteine, die aus Bindemittel (Matrix) verkitteten Ooiden bestehen. Sicher ist, dass es sich dabei nicht um versteinerte «Fischeier» oder Sandkörner handelt. Genommen sind es konzentrisch- oder radial-faserige Mineralkörper mit einer Grösse von 0.5 – 2 mm. Partikel mit grösserem Durchmesser werden Pisolithe genannt.

Eisenoolith – weit verbreitet, aber oft nicht abbauwürdig

Die Eisenoolithe der Planplatten – Erzegg (Planplatte-Oolith) stellen nicht die einzigen oolithischen Erzvorkommen in der Schweiz dar. Weitere bekannte Lagerstätte und Vorkommen finden sich im Tafeljura bei Schaffhausen und Herznach, sowie der Windgällen, Gup-

penalp, Unterwasser bei Innertkirchen, Urbachtal, Lauterbrunnental bis hinüber zum Aiguilles Rouges Massiv und im Wallis bei Chamoson. Aber in welchem Zusammenhang stehen diese Erze mit denjenigen der Erzegg-Formation?

Beginnen wir mit den Eisenoolithen im Jura (Fig. 30). Der grösste Unterschied besteht darin, dass sie bei der alpinen Gebirgsbildung nicht metamorph überprägt wurden und somit andere Minerale am Aufbau der Ooide, wie auch der Grundmasse beteiligt sind. Der grösste Anteil bildet dabei Goethit neben Hämatit. Der Zeitraum der Genese liegt zwischen dem Mittleren Oxfordien (Top) und dem Frühen Callovien (Basis). Ein beinahe gleicher Ablagerungszeitraum wie die Eisenoolithe der Erzegg-Formation. Ansonsten ist neben einer weiten Verbreitung eine eher geringe Mächtigkeit zu beobachten.

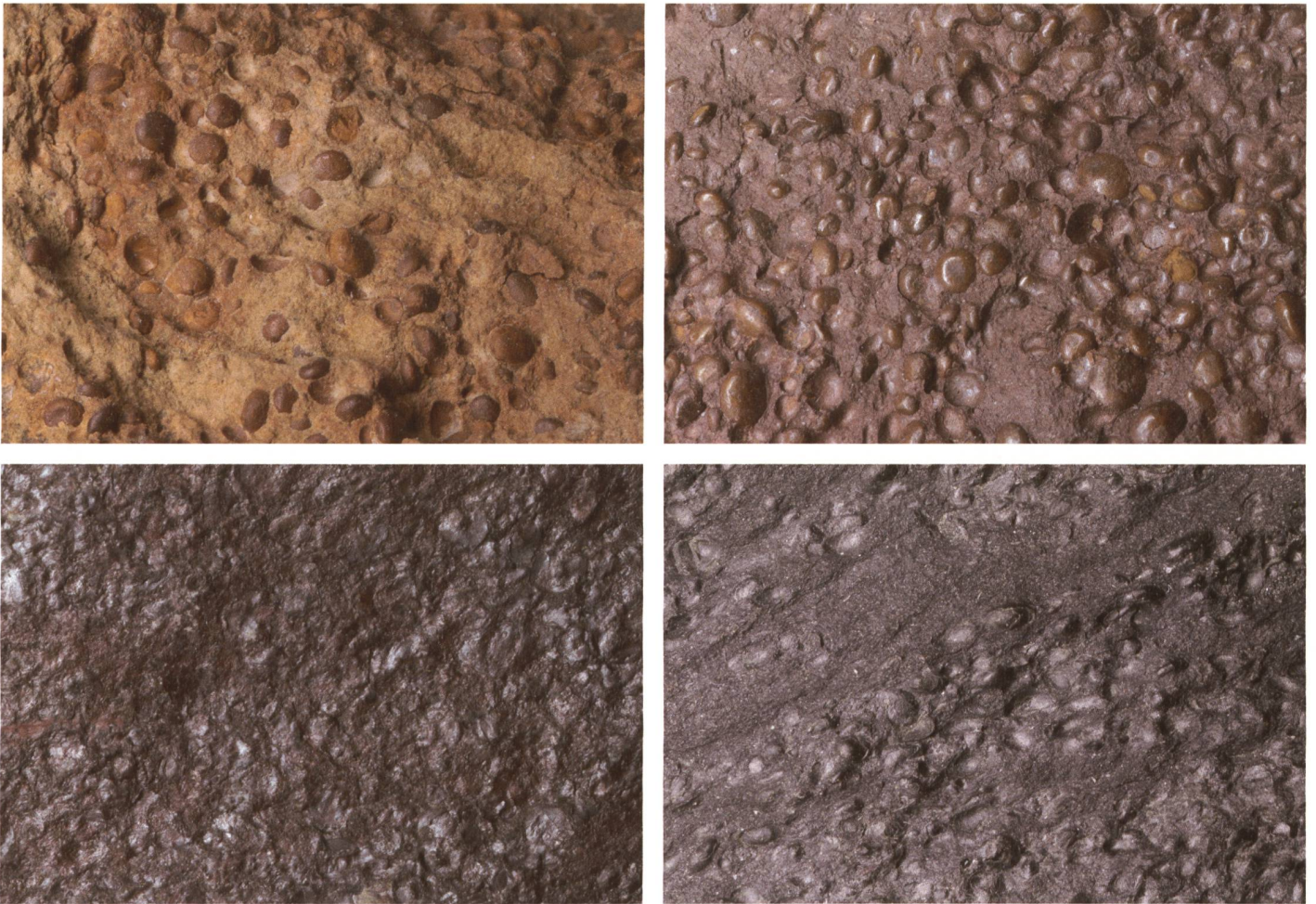


Fig. 30

o. links: Macrocephalus-Oolith aus dem Gebiet von Barga – Merischausen bei Schaffhausen. o. rechts: Eisenoolithischer Mergelkalk der Herznach-Formation bei Herznach im Kanton Aargau. u. links: Blegioolith aus dem Urbachtal, metamorph überprägt. u. rechts: Chamosit-Oolith von Chamoson (ebenfalls metamorph).

Die alpinen Eisenoolithe (Fig 30) weisen ebenfalls eine flächenmässig grosse Ausdehnung aus und werden nach ihrer Typlokalität bei der Alp Oberblegi am Ostfuss des Glärnisch benannt. Dieser Blegi-Oolith, ein rotes, eisenoolithreiches Kalkband von ca. 0.5–3 m Mächtigkeit, bildet als Leithorizont mit grosser Konstanz das Dach des «*Helvetischen*» Mittleren Juras. Nach Westen hin wird dieser durch den Planplatte-Oolith abgelöst. Mit dem Alter von Mittleren Callovien bis zum Späten Bajocien, ent-

spricht der Blegi-Oolith dem Planplatte-Oolith. Bedingt durch die metamorphe Überprägung während der alpinen Gebirgsbildung weist der Blegi-Oolith eine sehr ähnliche Mineralogie wie der Eisenoolith der Erzegg-Formation auf. Die Eisenoolithe im Mittleren Jura entstanden somit während einer relativ «kurzen» Zeitspanne von ca. 10 Mio. Jahren. Aber welche speziellen Bedingungen mussten damals herrschen, damit versteinerten «*Fischeier*» aus Eisen entstehen konnten?

Eisenoolith auf Abwegen

In den vorhergegangenen Abschnitten wurden immer wieder Indizien erwähnt, die für eine Verschwemmung und somit umgelagerte Bildung des Eisenoolithes der Erzegg-Formation sprachen. Die Untersuchungen durch Tröhler führten eindeutig zum Schluss, dass ein Grossteil dieser Eisenoolithe umgelagert wurden. Ein wichtiges Indiz dazu liefern die Ooide selber:

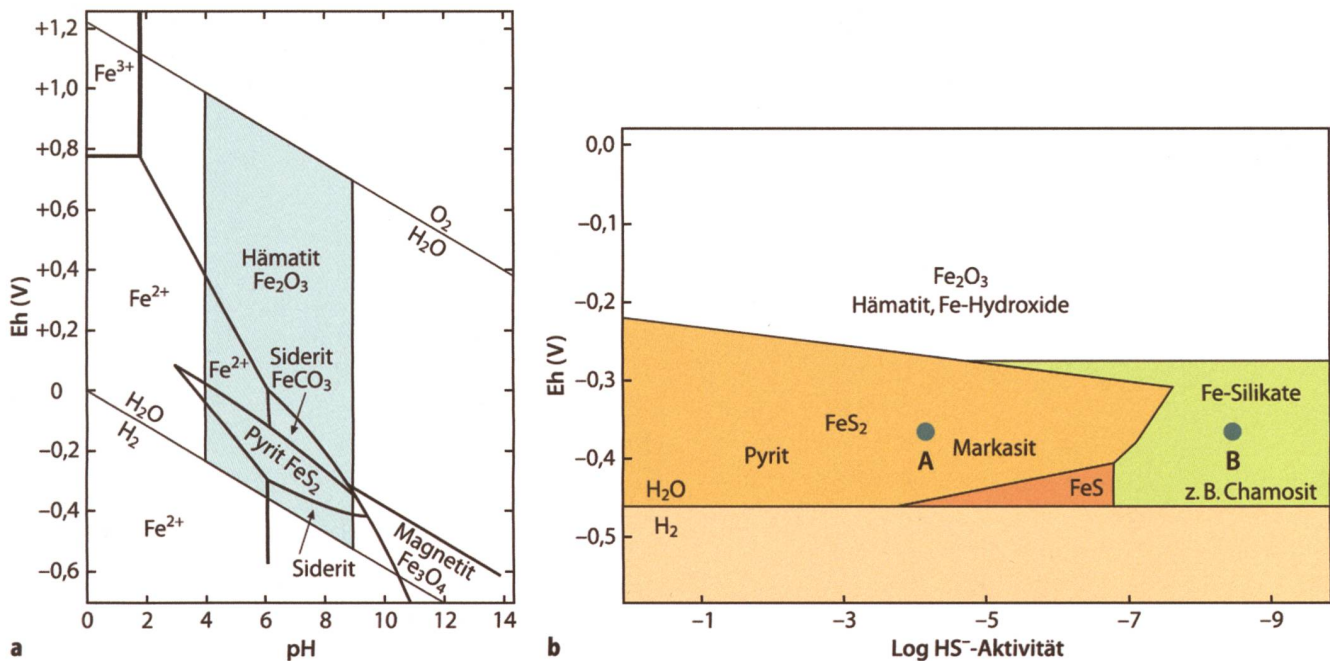


Fig. 31
 links: Eh-pH-Diagramm für die Stabilitätsfelder von Fe^{2+} - und Fe^{3+} -Ionen in Lösung sowie für die Minerale Hämatit, Magnetit, Pyrit und Siderit. Das Feld der gewöhnlichen Eh-pH-Bedingungen im oberflächennahen Milieu ist farbig hinterlegt (Okrusch, 2014).
 rechts: Stabilitätsfelder von FeS_2 , FeS, Fe-Silikaten und Fe_2O_3 im Diagramm Eh vs. dem Logarithmus der Aktivität der im Porenwasser gelösten HS^- -Ionen (Hydrogensulfid-Anionen HS^-) bei der Diagenese bei mittleren pH-Werten. Aus einer Lösung mit hoher bis mittlerer HS^- -Aktivität (z. B. der Zusammensetzung **A**) scheiden sich FeS_2 -Minerale (Pyrit oder Markasit) aus, während die Bildung von Fe-Silikaten (z. B. Chamosit) nur bei sehr geringer HS^- -Aktivität (z. B. Lösung B) möglich ist. Grafik: OKRUSCH (2014).

- Die Oberflächen der Ooide deutet auf einen Abrieb der äussersten Schale, verursacht durch einen längeren Transport über den Meeresgrund und einer späteren Sedimentation an einem anderen Ort.
- Tongerölle mit darin eingeschlossenen Ooiden sind Hinweise für eine Umlagerung.
- Die voneinander abweichenden Formen der Ooide in der Hauptbank und derjenigen in den tonigen Dachbänken sind Hinweise für eine unterschiedliche Entstehung.
- Paläogeografische Untersuchungen im Bezug auf die ehemaligen Sedimentationsräume.

Die Entstehung des Eisenoolithes, spannender als ein Krimi

Eisenoolithe sind weltweit vorkommende Eisenerze und wurden in der Vergangenheit im Ausland wie auch in der Schweiz wiederholt bergmännisch abgebaut. Schon früh entwickelte sich die Theorie, dass das in den Eisenoolithen enthaltene Eisen von intensiven Verwitterungsprozessen auf dem Festland stammen könnte (SCHWARZ 1992, SCHWARZ & GERMANN 1993, WOZAZEK 2001).

Im Sudan konnte an einem Beispiel der genetische Zusammenhang zwischen lateritischen Böden und deren marinen oolithischen Umlagerungspro-

dukten geochemisch und mineralogisch belegt werden (SCHWARZ 1992, SCHWARZ & GERMANN 1993).

Schwarz verglich die global vorkommenden Eisenoolithe mit den damals herrschenden Klimabedingungen, sowie weitere Faktoren welche zur Bildung der Eisenoolithe im Sudan geführt hatten und fand markante Übereinstimmungen.

Die Perioden weltweit verstärkter Eisenoolithbildungen entsprechen sehr genau auch den Perioden mit erhöhten CO_2 -Gehalten und entsprechendem Treibhauseffekt. In solchen Perioden mit Treibhaus-Atmosphäre kam es unter erhöhten Temperaturen und

Niederschlagsraten zu einer verstärkten chemischen Verwitterung und zur Anreicherung von Eisenoxiden in Form lateritischer Eisenkrusten, darunter auch pedogene Eisenooide als Konkretionen. So könnte der Stoffbestand solcher Eisenkrusten durch Erosion und Umlagerung schliesslich am Rande der Landmassen in Form von Eisenoolithen angereichert werden (SCHWARZ 1992).

In Fachkreisen werden weitere Möglichkeiten für die Herkunft des Eisens diskutiert:

- Herkunft des Eisens aus fernem Vulkanismus (OKRUSCH 2014).
- Durch diagenetischen Mobilisation des Eisens aus den liegenden Sedimenten (bevorzugt Tone).
- Einfluss bei der Bildung der Ooide durch Bioaktivität.
- Kontinentale (pedogene) Bildung (WOAZEK 2001).

Reaktionsmechanismen

Im Grundwasser ist der Fe-Gehalt normalerweise recht gering; bei Sauerstoffüberschuss ist Fe^{2+} in Form von Ferrosalzen gelöst, am häufigsten als Karbonat, Chlorid oder Sulfat. Im gut durchlüfteten Oberflächenwasser neigen derartige Lösungen durch den vorhandenen Sauerstoff zu Hydrolyse und Oxidation dieser Salze unter Bildung von $\text{Fe}(\text{OH})_3$, wobei ein Teil davon in die kolloidale Form übergeht. Eine relativ bescheidene Menge des Eisens wird als Fe^{3+} -Oxid-Hydrosol durch das Flusswasser transportiert. Das ist auf längere Strecken hin nur möglich, wenn eine Stabilisierung durch kolloidale organische Substanz, sog. Schutzkolloide, erfolgt. Diese Kolloide besitzen positive Ladungen und werden so über weite Entfernungen hin transportiert, ohne ausgefällt zu werden. Voraussetzung ist, dass die Konzentration an Elektrolyten niedrig bleibt und dass negativ geladene Kolloide nicht in grösserer Menge in das

Flusswasser gelangen. Anderenfalls käme es unterwegs zur Ausfällung des Eisens (OKRUSCH 2014).

Sobald das Flusswasser das Meer erreicht, flocken die eisenhaltigen Kolloide durch den hohen Elektrolytgehalt des Meerwassers noch im Schelfbereich aus. Die Ausscheidung erfolgt vor allem in Abhängigkeit vom dort herrschenden Redoxpotential als Hydroxid (Goethit), Karbonat (Siderit), Silikat (Chamosit) oder auch als Sulfid (Pyrit). Diese Fe-Flocken beginnen sich dann an den im Wasser des Küstenbereichs aufgewirbelten Mineralfragmente anzusetzen, oder bilden wiederum selber Kristallisationskeime (OKRUSCH 2014).

Paläogeographie: Klima und Erosion – wichtige Faktoren zur damaligen Zeit

Das Klima und die dabei ablaufenden Verwitterungsprozesse auf dem Festland spielen also eine grosse Rolle bei der Lieferung des Eisens. Burkhalter betont zudem eine Mangelsedimentation als wichtige Voraussetzung für die Bildung von marinen Oolithen. Dazu kommt noch eine Ablagerung der Ooide im aeroben Milieu unter eher ruhigen, nur schwach bzw. sporadisch auftretenden Strömungsbedingungen (BURKHALTER 1996).

Betrachtet man die weltweit vorkommenden Eisenoolithe, so sind sich die meisten Bearbeiter der marin gebildeten Ooide über die dazu benötigten Faktoren einig (WOAZEK 2001):

- global hoher Meeresspiegel
- geflutete Schelfe
- warmes, tropisches Klima
- zu Fastebenen abgetragenes Festland mit intensiver chemischer Verwitterung
- verminderter- bis kein Eintrag von Sedimenten (Omission)
- Veränderung der Meerestiefe und des Verlaufs der Küstenlinie

Waren diese Bedingungen zur Zeit der Bildung der Eisenoolithe der Planplatten – Erzegg alle vorhanden?

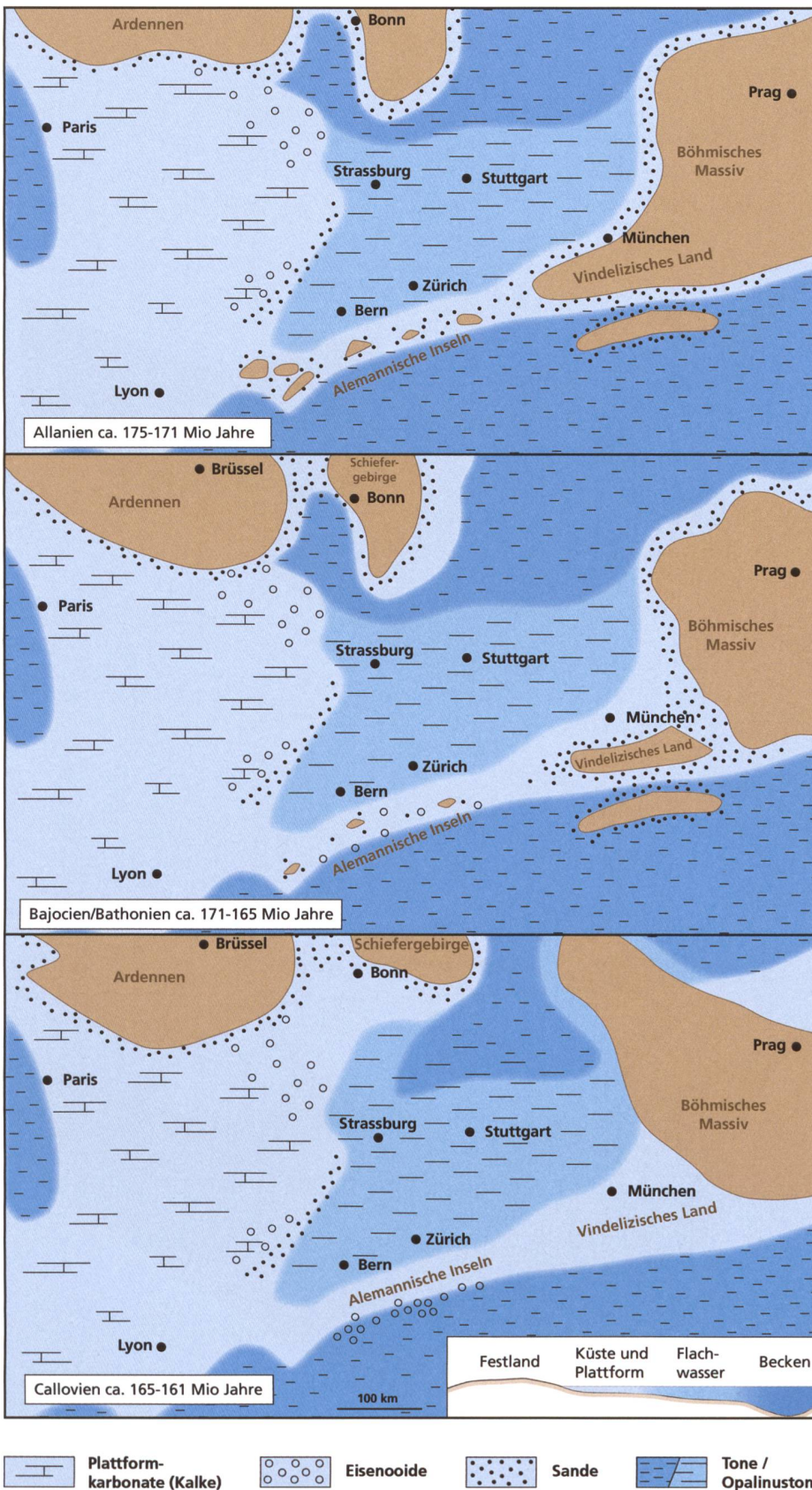
Im Mittleren Jura waren die grossen Gebirgszüge aus dem Permokarbon abgetragen und grosse Teile Europas durch ein seichtmarines Meer bedeckt. Das Böhmisches Massiv mit dem Vindelizische Land im Osten und das London-Brabant Massiv mit dem Schiefergebirge im Norden, erhoben sich als flache Landzüge aus dem Meer (Fig. 32).

Das zu Fastebenen abgetragene Festland lieferte keinen nennenswerten Nachschub mehr an Erosionsmaterial.

Langanhaltendes, ausgeglichenes Treibhausklima (ca. 5-fach höherer CO_2 -Anteil als heute) konnte durch chemische Verwitterung des flachen Festlandes lateritartige Böden bilden. Laut Schwarz (1992) entsprechen Phasen weltweit verstärkter Eisenoolithbildungen ziemlich genau auch den Phasen mit erhöhten CO_2 -gehalten und Treibhausbedingungen.

Die Erosion der lateritischen Eisenkrusten auf dem flachen Festland und das feuchtwarme Klima führten zu einer Erhöhung des Fe-Gehaltes in den Flüssen. Diese transportierten den in Lösung übergegangenen Stoffbestand dieser Eisenkrusten ins Meer, was eine Umlagerung an den Rand des Festlandes mit anschliessender Anreicherung in Form von Eisenoolithen zur Folge hatte.

Die Bildung der Eisenoolithe der Planplatten – Erzegg stimmt zeitlich mit der Transgression im Callovien überein. Diese hatte zur Folge, dass nun ein weit ausgedehntes Schelfmeer den Ablagerungsraum bildete (Fig. 32).



Bildungsort des Planplatte – Oolithes

Den primären Bildungsort vermutete Tröhler auf der flachen Schelfterrasse des Aarmassivs (Alemannische Inseln). In unserem Fall wurde die Hauptbank der Eisenooolithe der Planplatten – Erzegg als Goethitooide ausgebildet. Diese bildeten sich nur in gut durchlüftetem Wasser.

Die Eisenoole entstehen durch schaligen Aufbau um einen Kristallisationskeim, Wachstum in situ (wie z.B. Bohnerze) oder durch Umwandlung von karbonatischen Ooiden.

Nachdem die Goethitooide sich auf dem Meeresgrund angereichert hatten, erfuhren sie eine *erste* «schwache» Diagenese (Fig. 33). Dabei wurden die noch locker in einer mergeligen Karbonatmatrix eingelagerten Goethitooide entwässert, erfuhren leichte Deformationen und eine teilweise Verdrängung des Goethits durch Karbonat und erste Bildungen von Chamosit.

Durch die Entwässerung am primären Bildungsort, entstanden die später gut sichtbaren Schwundrisse in den Goethitooiden (Fig. 29) und die teilweise noch geförmigen Ooide erhielten die nötige Festigkeit um die nun folgende Aufarbeitung und den Weitertransport heil zu überstehen (TRÖHLER 1966).

Fig. 32

Europa zur Zeit des Frühen- bis ins Mittlere Jura. Von oben nach unten sind die Veränderungen der Landmassen vom Aalenian über das Bajocian/Bathonian bis hin zum Callovian dargestellt. Es ist gut die zunehmende Transgression zu erkennen und wie die Alemannischen Inseln und das Vindelizische Land langsam in flachmarine Verhältnisse übergehen. Ebenfalls sind die Bildungsorte der Eisenooolithe-Lagerstätte eingezeichnet. Grafik: Nach einer Vorlage des MONT TERRI PROJEKT MTP (2016).

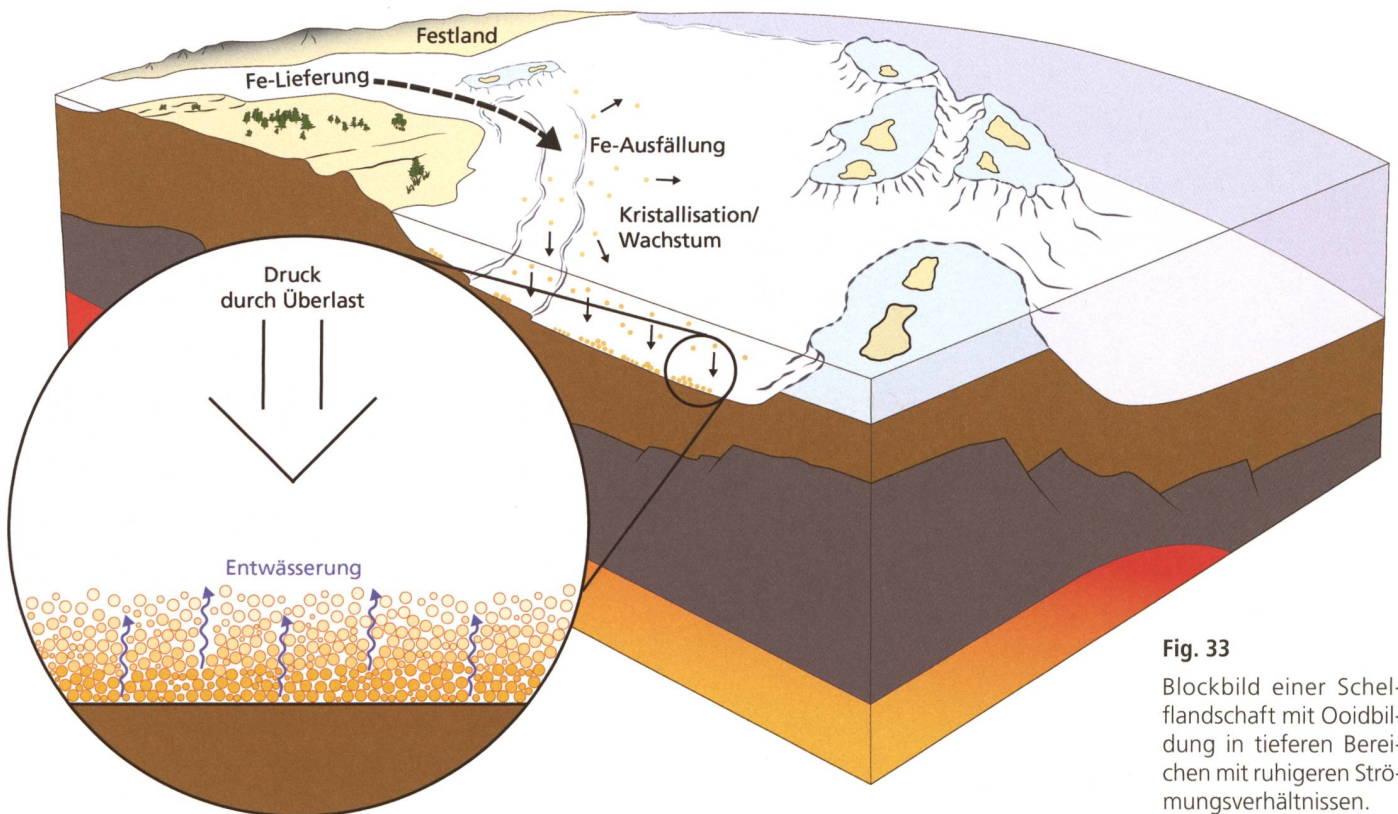


Fig. 33

Blockbild einer Schelflandschaft mit Ooidbildung in tieferen Bereichen mit ruhigeren Strömungsverhältnissen.

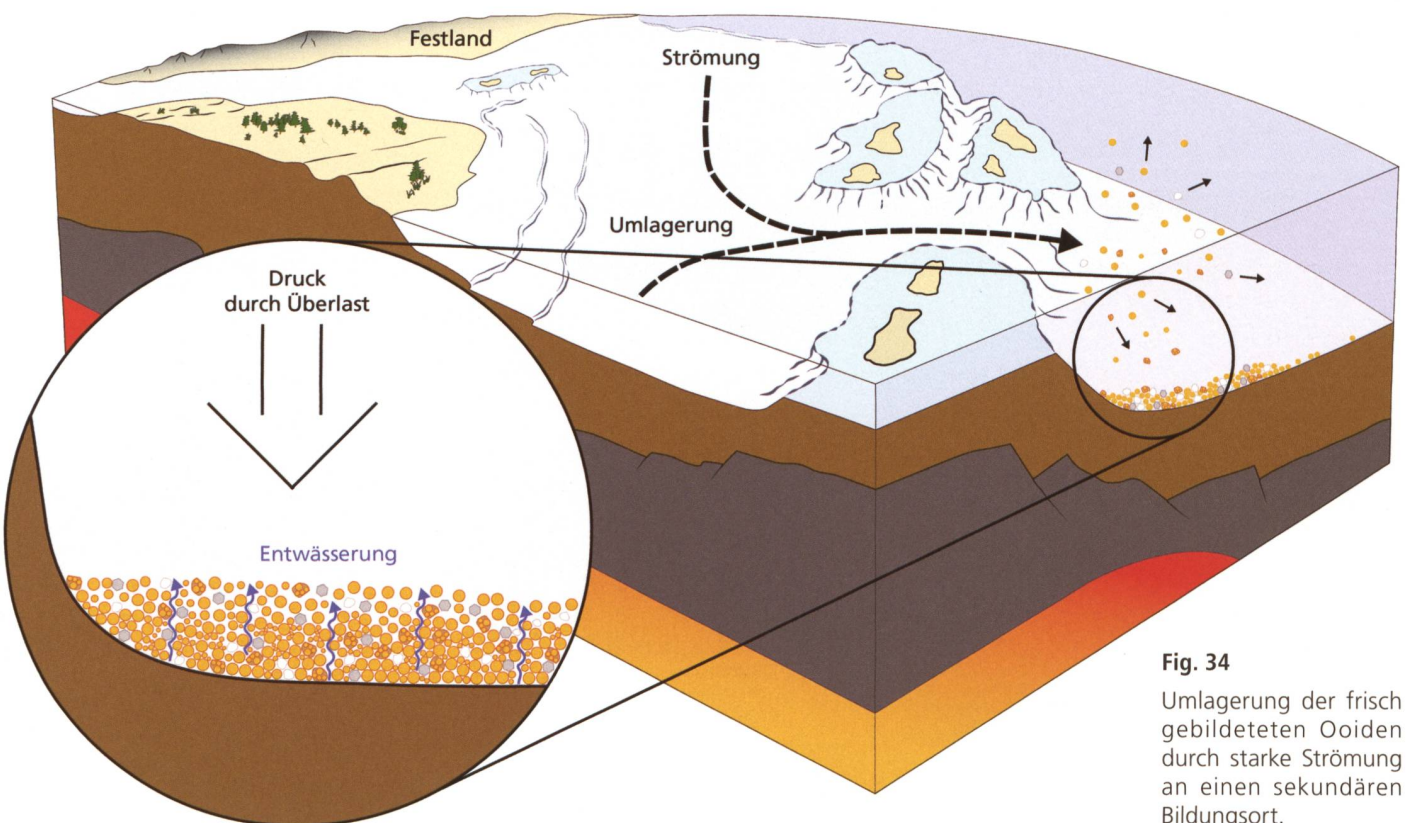


Fig. 34

Umlagerung der frisch gebildeten Ooide durch starke Strömung an einen sekundären Bildungsort.

Aufarbeitung der frischen Sedimente

Im kaum verfestigten Sediment werden die Ooide zusammen mit grossen Mengen an Tonmaterial, Fossildetritus und Quarzsand durch starke Strömungen nach Süden verfrachtet. Ein grosses Becken im Meeresboden wirkt wie eine Falle worin sich die Ooide, durch die starke Strömung gut sortiert, zusammen mit gleich grossem Detritus stark anreichern (Fig 34).

Die Erosion im Hinterland und am Bildungsort geht weiter. Die ganze Schelfterrasse sowie die umgelagerten Ooide erfahren eine Überdeckung durch mächtige Tonsedimente.

Es finden grosse Veränderungen statt

Bedingt durch die Einlagerung und Sedimentation der Eisenooide in dieser Falle und den somit mächtigen Überlagerungen, beginnen nun eine Vielzahl an diagenetischen Prozessen abzulaufen. Das Ergebnis dieser Prozesse sind folgende sichtbaren Paragenesen:

- Sulfidische Paragenese (Faulung mit Reduktion; Fig. 35)
- Oxidische Paragenese (Oxydation mit Übergang in Reduktion, oder hoher pH; Fig. 36)
- Silikatische Paragenese (Zirkulation SiO_2 haltiger Porenwässer; Fig. 37)

Als Leitmineral für die **sulfidische Paragenese** dient der Pyrit und zeigt in unserem Fall auch die Anwesenheit von organischem Material an. In Sedimenten bildet sich Pyrit nur unter reduzierenden Bedingungen. In der ganzen Mergelmasse der Erzegg-Serie ist viel organisches Material (Plankton) sedimentiert worden. Die Oxidation von Plankton ist die direkte Ursache des reduzierenden Milieus und gleichzeitiger Lieferant für

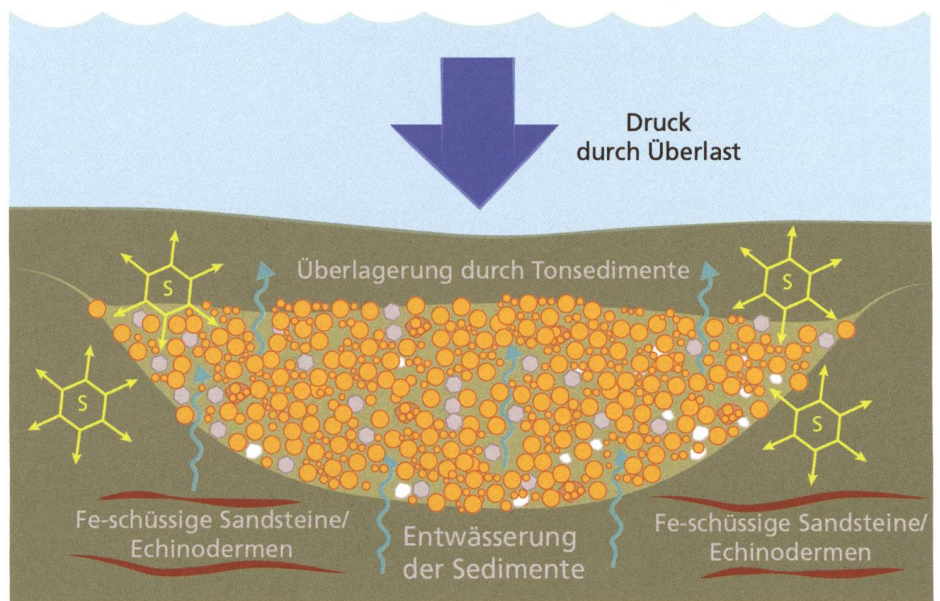


Fig. 35
Organisches Material (Plankton) in den Tonsedimenten wird unter reduzierenden Bedingungen zu Pyrit umgewandelt. Durch den enormen Druck der immer mächtigeren Überdeckung beginnt eine Entwässerung der Sedimente.

Fig. 36
Verkittung mit Ankerit im Zentrum durch Fe/Ca reiche Porenwässer. Entwässerung des Goethits zu Hämatit. Stark basische Porenwässer aus den Tongesteinen führen zu einer weiteren Umwandlung des Hämatits in Magnetit.

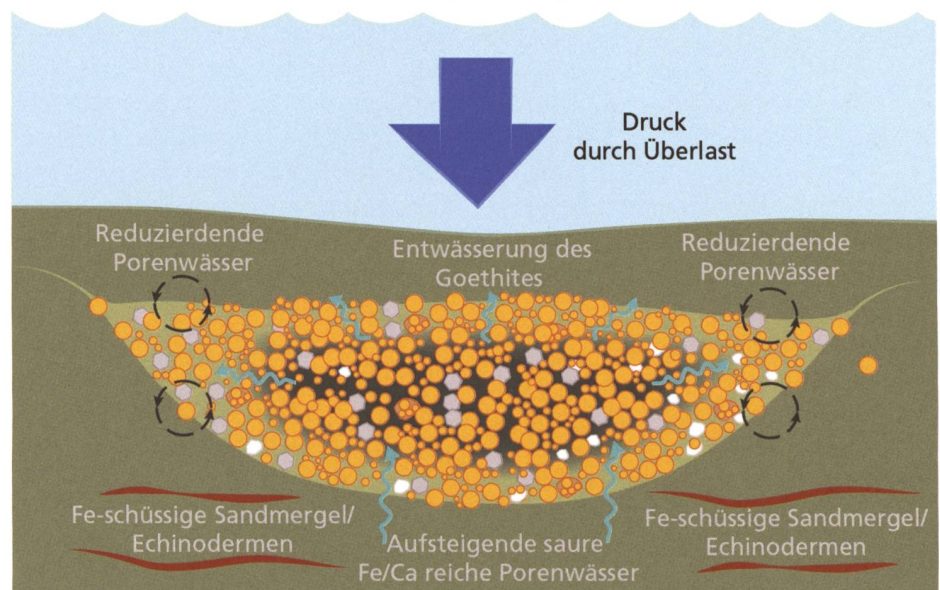


Fig. 36
Verkittung mit Ankerit im Zentrum durch Fe/Ca reiche Porenwässer. Entwässerung des Goethits zu Hämatit. Stark basische Porenwässer aus den Tongesteinen führen zu einer weiteren Umwandlung des Hämatits in Magnetit.

Fig. 37

Al/SiO₂ haltige Porenwässer zirkulieren in den poröseren Randzonen und wandeln dort den grössten Teil des Eisens in Chamosit um. Dabei wurde in eisenarmen Regionen der Magnetit vollständig verdrängt.

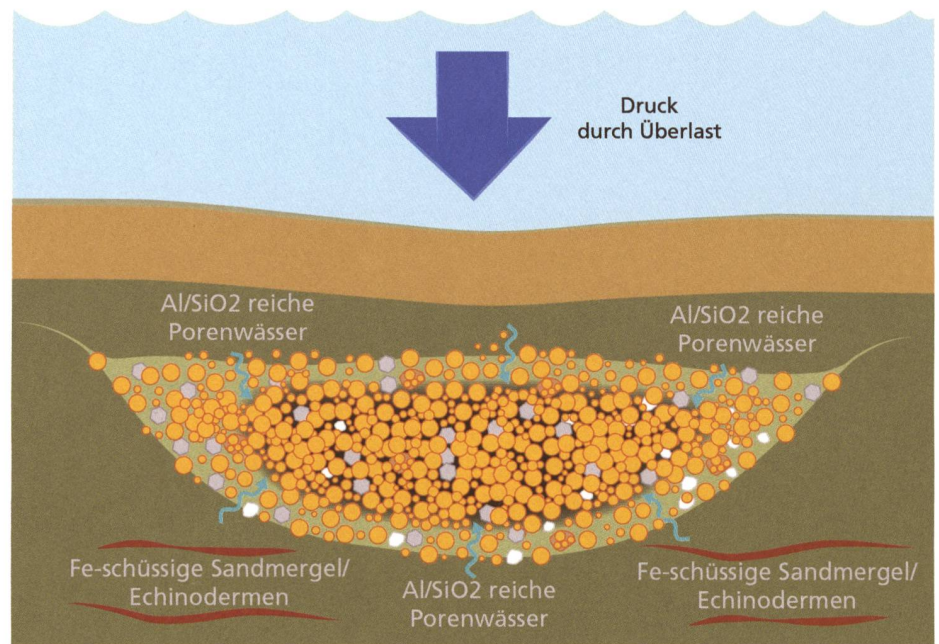
den zur Bildung von Pyrit benötigten Schwefel. Es ist daher bezeichnend, dass die ganze Serie reich an Pyrit ist und dies oft in grossen Massen auf Gleitflächen, in Form von Konkretionen oder in der Umgebung von Fossilien (TRÖHLER 1966).

Hämatit steht laut Tröhler für die **oxidische Paragenese** und kann frühdiagenetisch beim Ausfällen der Koloide im Meerwasser, oder spätdiagenetisch durch Entwässerung von Goethit unter oxidierenden Bedingungen gebildet werden. Hämatit kommt im Eisenoolith der Erzegg-Serie in den zentralen Partien von mächtigeren Bänken vor.

Nach unten und oben geht er in Chamosit über und bei geringer Mächtigkeit fehlt die oxidische Paragenese komplett (silikatische Paragenese).

Die oxidische Paragenese muss aber nach Beobachtungen von Tröhler in Dünnschliffen und auf Grund chemischer Analysen in mehrere Schritte unterteilt werden:

- aufsteigende, saure Porenwässer aus den liegenden Sandmergeln, reich an Fe und Ca, führen zu einer Verkittung der Ooide durch Auflösung und Wiederausfällung des Karbonatdetritus in Form einer ankeritischen Matrix
- der Überlagerungsdruck bewirkt Entwässerung des Goethites der Ooide zu Hämatit.
- eindringende, stark reduzierende, basische Wässer von oben her (Tonmergel mit organischer Substanz im Zustande der Zersetzung) führen zu Bildung von Magnetit.



Magnetit bildet sich diagenetisch nur bei ausserordentlich hohen pH-Werten von 10 und höher (Fig. 31) und Beobachtungen von Tröhler zeigten, dass der Magnetit erst nach dem Hämatit gebildet wurde.

Chamosit bildet als letzter in der Reihe die **silikatische Paragenese**. Fe-Silikate wie z.B. Chamosit können nur bei reichlich SiO₂- und niedrigen CO₂ Gehalten sowie einem hohem pH-Wert auskristallisieren. Wichtig ist die Konzentration der im Porenwasser gelösten Hydrogensulfid-Anionen HS⁻. Denn nur bei deutlich niedrigen Werten wird eine Kristallisation von Chamosit möglich, bei höheren Aktivitäten würden Sulfide wie Pyrit oder Markasit gebildet. (OKRUSCH 2014, Fig. 31).

Als Si-Lieferant könnten laut Tröhler durchwegs die liegenden Sandmergel infrage kommen. Konnte er doch belegen, dass die im Sandmergel enthaltenen Quarzkörner durchwegs korrosionsanzeichen aufwiesen.

Zusammen mit dem Si wurde auch Al mobilisiert. Dazu kamen wohl die

liegenden Al-reichen Mergel, in Frage.

Wie erwähnt wurde der Eisenoolith nicht durchgehend von der silikatischen Paragenese erfasst. Die zentralen Partien der Hauptbank blieben beinahe unverändert, während die, den Si und Al haltigen Mergeln näher liegenden Randzonen durch zirkulierenden Porenwässer beeinflusst wurden (Fig. 40/41). Zudem wurden die Randpartien der Erze während der alpinen Phase verschiefert und zusätzlich umgewandelt.

Das Eisen wurde während dieser letzten Paragenese zum grössten Teil im Chamosit angereichert. In eisenreichen Zonen (> 40 %) ist noch Magnetit vorhanden, ansonsten nur noch Chamosit, wie bei den Erzen der Abbaustelle beim Schweiffihubel an der Erzegg. Der Hämatit wurde beinahe restlos umgewandelt, teilweise ist er noch in den Kernen der Ooide als Relikt vorhanden (TRÖHLER 1966).

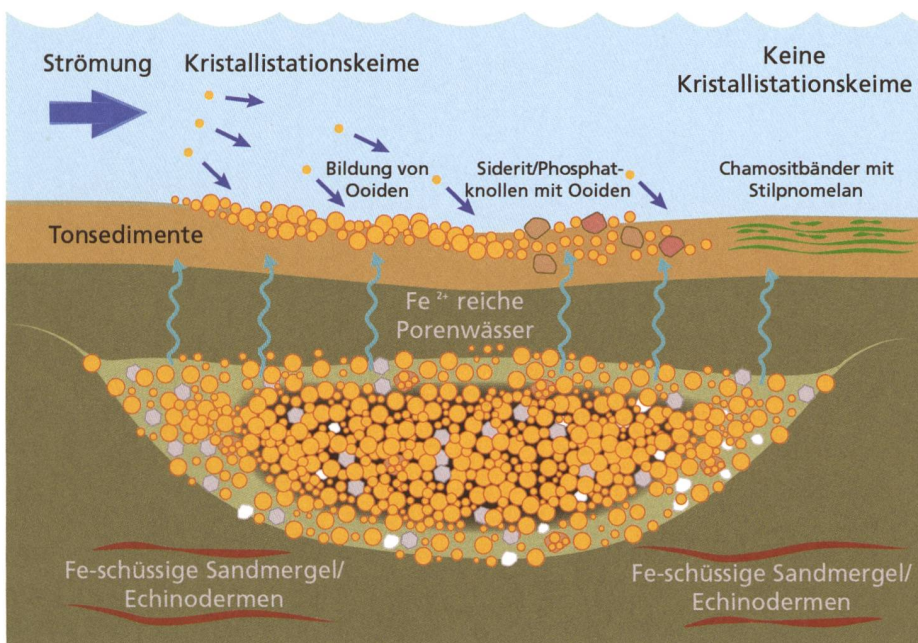


Fig. 38

Durch aufsteigen Fe²⁺ reicher Porenwässer aus den sich entwässernden Eisenoolithen entstehen in der Kontaktzone mit dem Meerwasser Chamositooide, Sideritknollen und Chamositbänder.



Fig. 39

Nicht umgelagerte Chamositooide im Druckschatten eines Fremdeinschlusses (links unten im Bildrand). Die Ooide in der näheren Umgebung des Einschlusses weisen eine schwächer Deformation auf. Laut Tröhler unterscheiden sich diese nicht umgelagerten Chamositooide sehr stark in der Form die sie durch die Deformation erhalten haben. Gut zu erkennen bei einem Vergleichen mit den Figuren 28 und 29. Foto: TRÖHLER (1966).

Ein Exot – die nicht umgelagerten Eisenoolithe

Einige Meter oberhalb der Hauptvererzung tritt in den Ton- und Mergelsedimenten eine weitere Bank mit Eisenoolithen, Siderit- und Phosphatknollen, sowie Bänder mit Chamosit auf (Fig. 18/27). Bei küstennahen Schelfrändern kann bei schneller Sedimentation genug organisches Material zugeführt werden, so dass ein Teil davon im Sediment eingebettet wird. Dabei findet eine Zersetzung unter Ausschluss von Sauerstoff statt, was eine Reduktion der Tonsedimente zur Folge hat.

Die aufsteigenden, Fe²⁺ reichen Porenwässer, aus den sich entwässernden Eisenoolithen, bleiben in diesem Milieu in Lösung. Kommen sie an der Oberfläche mit dem sauerstoffreicheren Meerwasser in Kontakt, fallen je nach dem was für Bedingungen herrschen, Chamositooide aus. An einigen Stellen kommt es zur Bildung von Siderit- und Phosphatknollen und dort wo Kristallisationskeime fehlen, bilden sich feinkörnige, dichte oder schlierig-wolkige Chamositbänder, wie sie auch im Urbachtal beobachtet werden können (TRÖHLER 1966).

Die später gebildeten und nicht umgelagerten Chamositooide zeigen oftmals eine stark plattgedrückte und deformierte Form, ohne die bei den umgelagerten Ooiden zu beobachtenden Schwundrisse (Fig. 39).

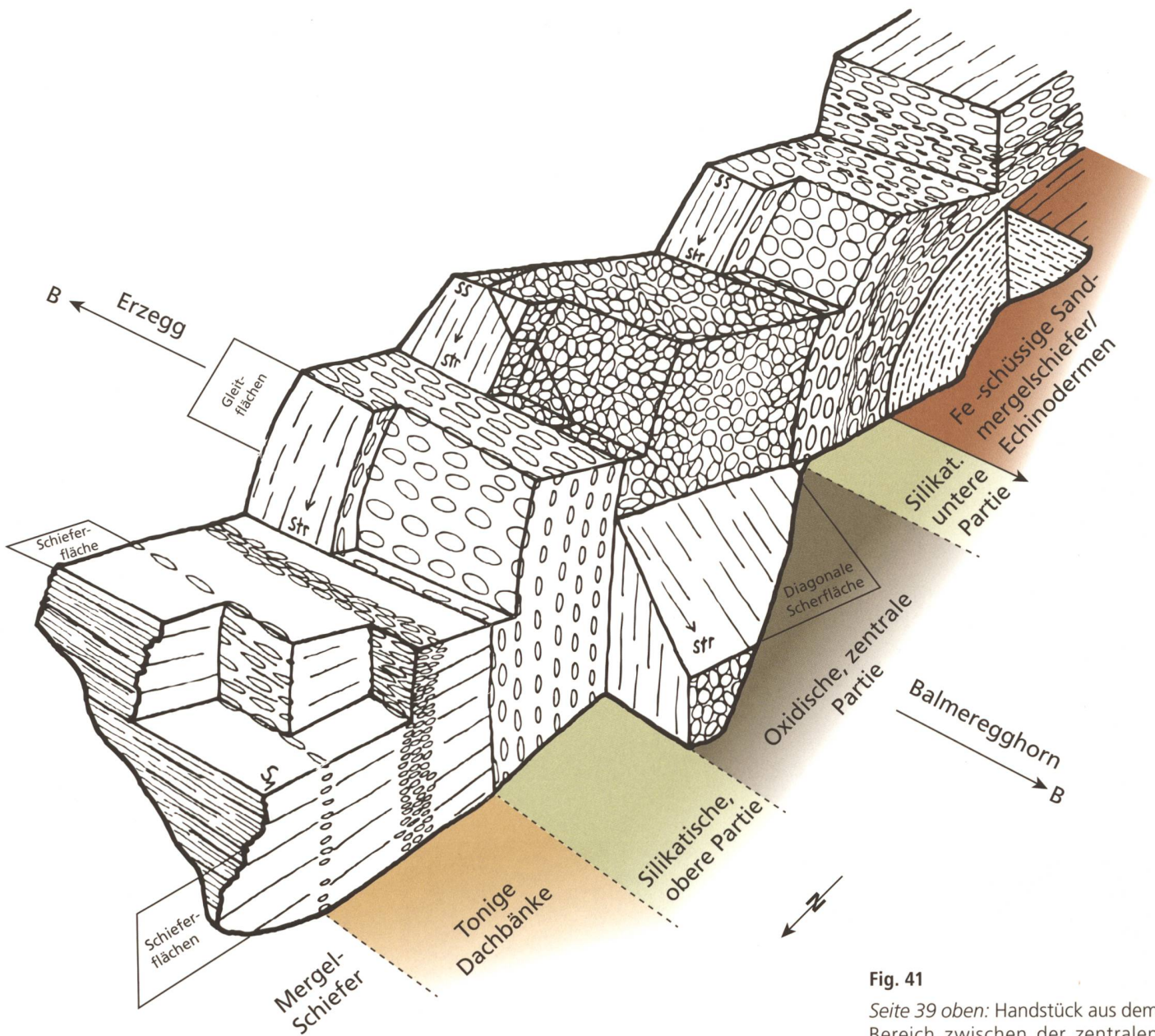


Fig. 40
 Nochmals die nicht masstabgetreue Darstellung einer Falte zwischen dem Balmeregghorn und der Erzegg. Zur besseren Orientierung wurden die Farben der abgelagerten Sedimente aus der Fig. 38 übernommen. Grafik: Abgeändert nach einer Vorlage von TRÖHLER (1966)

Fig. 41
 Seite 39 oben: Handstück aus dem Bereich zwischen der zentralen (oxidischen) Partie mit Hämatit / Magnetit und der (silikatischen) Randpartie mit Chamosit.

Fig. 42
 Seite 39 unten: Durch ins Gefüge eindringende Feuchtigkeit beginnt das Eisen zu oxidieren und bildet einen hauchdünnen Überzug aus Goethit. Dieser zeigt sich auf dieser frischen Bruchfläche in den unterschiedlichsten Farbtönen von Grün bis Violett.

