Zeitschrift: Eclogae Geologicae Helvetiae

Herausgeber: Schweizerische Geologische Gesellschaft

Band: 64 (1971)

Heft: 2

Artikel: Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz)

Autor: Funk, Hanspeter

Kapitel: 7: Fazies und Entstehung der Sedimente

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-163988

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: 11.07.2025

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

ihrer Untergrenze definieren, so dass die Obergrenze einer Stufe jeweils durch die Untergrenze der nächstjüngeren bestimmt ist.

Kapitel 4.13 zeigte, dass die Pygurusschichten vermutlich bis ins unterste Hauterivian reichten (Rahberghorizont, Hauterivian-Fossilien im Gemsmättlihorizont bei Obersäss). Die unteren Altmannschichten sind in der N-Fazies noch ins oberste Hauterivian zu stellen, während im S die *Pseudothurmannia angulicostata* (D'ORB.) in der «Knorzschicht» auftritt. Die Sedimentation des Helvetischen Kieselkalkes beginnt also im unteren Hauterivian und endet in der N-Fazies im oberen Hauterivian; in der S-Fazies aber setzt die mergelige Sedimentation der Drusbergformation vermutlich erst an der Grenze zum untersten Barremian ein.

7. FAZIES UND ENTSTEHUNG DER SEDIMENTE

7.1 Sandkalke und Kondensationszonen der Pygurusschichten

Die grobsandigen Pygurusschichten sind im gesamten Gebiet vertreten. Die Bildung muss in einem relativ seichten Becken mit starker Strömung stattgefunden haben, da über 2 mm grosse detritische Quarzkörner auftreten. Dieser Sand, der aus ENE-Richtung geschüttet wurde (Fig. 38) dürfte von küstenparallelen Strömen aus ziemlicher Entfernung herbeigebracht worden sein, was aus dem vollständigen Fehlen detritischen Feldspats und aus dem engen Schwerermineralspektrum geschlossen werden kann. Als Folge der starken Strömung und der relativ hohen Sedimentationsrate ist in den Pygurusschichten der Glaukonitgehalt gering. An einzelnen Stellen kann er in den Kondensationszonen aber bis gegen 10% erreichen. Dies widerspricht nicht dem dort ebenfalls angereicherten, groben Quarzdetritus, denn dieser ist nicht auf zusätzliche Schüttung, sondern auf Aufarbeitungsprozesse zurückzuführen.

Ob der Glaukonit autochthon oder detritisch ist, lässt sich nicht direkt bestimmen (S. 371); es steht aber fest, dass im Sediment genügend Ausgangsmaterial (z. B. Kotpillen von Echinodermen) zur authigenen Bildung von Glaukonit zur Verfügung stand, so dass die erstere Ansicht wahrscheinlicher ist. Detritischer Biotit wurde allerdings nicht gefunden. Ob die Quarzkörner bereits undulös auslöschend, d. h. beanspruch ins Einbettungsmilieu gelangten, kann nicht entschieden werden. Sicher ist, dass gewisse Risse (Fig. 25) auf Scherspannungen während der alpinen Orogenese zurückzuführen sind.

Exakte Angaben über Milieu und Meerestiefe sind nach den vorhandenen Fossilien nicht zu erwarten. Nur verkieselte Bryozoen finden wir noch in Lebensstellung. BASCHONG (1921) schreibt, dass bewegtes Wasser für die Entstehung von Bryozoen sehr wichtig sei (Nahrungszufuhr) und dass solche bei entsprechender Strömung bis in eine Tiefe von 550 m (Siboga-Expedition) nachgewiesen worden seien. Die Mehrzahl stammt aber aus einer Tiefe von weniger als 60 m.

In der Schicht, in welcher die unzerstörten Bryozoen gefunden wurden (30/2), ist die Schüttung von Quarzdetritus nicht sehr gross. Dies ermöglichte das Fortkommen und die Erhaltung einer so dünnastigen Form wie *Heteropora cryptopora* GOLDF. Figur 38 zeigt auch, dass in diesem Gebiet relativ feinere Sande eingeschwemmt wurden. Vermutlich lag in dieser Gegend eine Schwelle, die schräg zur Strömungsrichtung und zum Hang verlief und somit die Strömung aus ihrer WSW- in eine SW-Richtung umleitete.

7.2 Kieselkalk

Im Unteren und im Oberen Kieselkalk treten ähnliche Sedimente auf. Im wesentlichen bestehen sie aus Echinodermentrümmern, calcitisierten Spongiennadeln sowie Quarzdetritus, eingebettet in mikritische Grundmasse. In der Grundmasse feinverteilt findet sich blättchenartig kristallisierter, authigener Quarz (S. 366). Meist ist das Gestein von Bodenorganismen durchwühlt worden, besonders in den kalkigen Partien. Die regional oft stark vertretenen Silexknollen und -lagen (Tf. II) sind zur lithostratigraphischen Korrelation nicht geeignet.

Die Genese des Kieselkalkes dürfte wohl das interessanteste Problem dieser Arbeit sein. Wir können sie uns, etwas schematisiert, etwa folgendermassen vorstellen: Echinodermenreste, Kieselspongiennadeln, Sand und eventuell weiterer Detritus werden zusammen mit mikritischem Karbonat abgelagert. Der anaerobe Zerfall des organischen Materials bewirkt bei der Einbettung die Bildung von NH_3 (RITTENBERG et al., 1955), was eine Erhöhung des pH zur Folge hat. Die instabilere Form des SiO_2, welche die Spongiennadeln aufbaut (Opal), wird dabei gelöst. Das mit Kieselsäure gesättigte, alkalische Porenwasser (pH 8–8,5) dringt durch die Auflagerung neuen Sedimentes nach oben. Nach EMERY und RITTENBERGS Untersuchungen vor der kalifornischen Küste (1952) ist das pH in den obersten Schichten meist um 7,5. Bei dieser pH-Erniedrigung lagern sich in den feinen Poren im Mikrit und um die verschiedenen Komponenten feinste Quarzkriställchen ab. Diese Bildung ist also sehr frühdiagenetisch, wenn nicht gar synsedimentär. Bei der späteren Einbettung und Alkalisierung werden nun diese Quarzkriställchen im Gegensatz zum Opal der Spongiennadeln nicht gelöst. Das bei erhöhtem pH ausfallende Karbonat ersetzt den Opal der Spongiennadeln. Dies ist nach intensivem Studium der DS die bestmögliche Erklärung für die Verkieselung des Sedimentes. Temperatur- und Druckänderungen dürften kaum massgeblich am Bildungsprozess beteiligt sein, da sich das Ganze innerhalb der obersten 2–5 dm unter der Wasser-Sediment-Grenze abspielte (EMERY und RITTENBERG 1952)[3]).

Problematisch an unserer Erklärung ist, dass die experimentellen Resultate der Löslichkeit von SiO_2 in Abhängigkeit des pH zeigen, dass Kieselsäure erst bei pH 8,5–9 in grösserer Menge in Lösung geht (KRAUSKOPF 1959). Da Opal nach KRAUSKOPF viel besser löslich ist (100–140 ppm bei 25 °C) als Quarz (6–14 ppm bei 25 °C), besteht die Möglichkeit, dass seine Auflösung auch schon bei niedrigerem pH beginnt. Werte von pH 8–8,5 fanden EMERY und RITTENBERG (1952) in Sedimenten vor der kalifornischen Küste. Ausserdem können die Experimente die lange Zeitdauer der Diagenese nicht berücksichtigen.

Da die Mobilität der Kieselsäure durch ihr Auftreten im Kieselkalk feststeht und da die Verteilung der feinen, authigenen Quarzblättchen klar für eine frühdiagenetische Entstehung spricht (Fig. 16) (der authigene Quarz durchdringt Karbonatdetritus nicht), müssen schon geringe Schwankungen des intrasedimentären Milieus diese Umlagerung bewirken. Am ehesten können pH-Schwankungen in Frage kommen; unter Umständen sind diese noch wenig erforschten physikalisch-chemischen Prozesse aber auch wesentlich komplexerer Natur. Vielleicht sollte auch die Mitwirkung von Mikroorganismen ins Auge gefasst werden.

---

[3]) Zu ähnlichen Resultaten gelangte MEISL (1970) bei der Untersuchung diagenetischer Bildungen am hessischen Buntsandstein. (Anm. während der Drucklegung).

Ein wichtiges Problem liegt noch im Missverhältnis zwischen festgestellten Spongiennadeln und vorhandener authigener Kieselsäure. Nur in Ausnahmefällen finden sich prozentual mehr Spongiennadeln im Gestein, als zur Quarzneubildung notwendig wären. Meist ist es umgekehrt. Eine Möglichkeit zur Lösung des Konflikts liegt in der Annahme einer teilweisen Entkalkung; die andere Möglichkeit besteht darin, dass im DS nicht mehr alle Relikte verkalkter Spongiennadeln festgestellt werden können.

Der Anteil der an korrodierten Sandkörnern gelösten Kieselsäure, ist unbedeutend (<2% des Gesamtgesteins). Die Silexknauer bilden sich durch Ersetzen des Calcits, denn detritischen Quarz und Glaukonit trifft man darin etwa gleich häufig wie im umgebenden Gestein. Eine Fällung als Gelmasse auf das Sediment würde dieses verdrängen, was an der Textur sichtbar wäre; der Silex wäre in diesem Fall bedeutend reiner.

Zur Bildungstiefe können wegen des Fehlens von Resten benthonischer Organismen nur spärliche Angaben gemacht werden. Echinodermentrümmer und wahrscheinlich auch die Spongiennadeln sind eingeschwemmt. Beide Tiergruppen haben nach Cooke (1957) und de Laubenfels (1957) recht grosse bathymetrische Verbreitung. Beide bevorzugen zum Leben klares Wasser. Da sie aber nur noch als Detritus vorliegen, muss ihr ursprünglicher Lebensraum in seichterem Wasser weiter N oder NE gelegen haben. Die Durchwühlung des Gesteins lässt auf Sauerstoffreichtum des Bodenwassers schliessen. Sehr wahrscheinlich bildeten sich die Sedimente in grösserer Tiefe als 60 m, denn weder Algen- noch Korallenreste können gefunden werden. Typische Strukturen des «High Energy level» fehlen ausserdem.

Da Echinodermen im Mesozoikum zur Hauptsache in den obersten 100 m vorkommen und Calcitbruchstücke kaum sehr weit transportiert werden können, dürfte die unterste Grenze für die Bildung von Kieselkalk bei 250–300 m liegen. Das Milieu wäre also tiefneritisch bis hochbathyal.

Kieselkalke sind vor allem aus Geosynklinalen des Lias und der Unterkreide bekannt, während sie auf Plattformen (Jura) fehlen. Schon Peterhans (1926) vermutete für den Liaskieselkalk der Préalpes tiefneritisches Milieu.

Verbreitet ist auch das Zusammenvorkommen von Kieselkalk und echinodermenspätigen Kalken (Peterhans 1926, S. 256). Die Sedimentation war mit Ausnahme der Zyklengrenzhorizonte sehr regelmässig. Für das südlichste Gebiet (Alvier), wo wir am wenigsten Kondensationszonen finden, ergibt sich, bei einer geschätzten Sedimentationsdauer des Helvetischen Kieselkalkes von 5 Mio. Jahren, eine Sedimentationsrate von 10 cm/1000 Jahre.

Auffällig ist auch das Fehlen von Ammoniten, die in diesem Milieu eher häufig sein sollten. Da auch Aptychen fehlen, könnten die aragonitischen Schalen diagenetisch gelöst worden sein.

7.3 Spätige, glaukonitische Kalke

Die Echinodermenbreccie und die spätigen, glaukonitischen Kalke der Lidernenschichten sind Bildungen des neritischen Milieus. Die Fossilientrümmer sind meist recht grob (0,5–2 mm), die Grundmasse ist sparitisch. Verkieselung der Grundmasse tritt selten auf, dafür sind oft Organismenreste silifiziert (S. 365). Die Echinodermentrümmer sind oft glaukonitisch imprägniert.

Der Opal der Spongiennadeln wurde zu Chalcedon umgewandelt. Trotzdem hat der Lösungsaustausch weniger grosse Veränderungen bewirkt als im Kieselkalk.

Der Quarzdetritus ist meist nur leicht korrodiert, die verkieselten Organismen eher stärker, wobei oft idiomorphe Calcitkristalle den Chalcedon randlich ersetzen. Korallen und Algen fehlen auch in diesen Schichten, so dass wir nicht mit seichtestem Wasser rechnen dürfen. Schrägschichtung beschreibt TRÜMPY (1944) aus dem Autochthon. Im Untersuchungsgebiet konnte ich sie nur in einem Profil (35) in den Lidernenschichten finden.

Der hohe Gehalt an Glaukonit weist auf eine nicht allzu grosse Sedimentationsrate hin. Lokal finden sich Anhaltspunkte für Erosion und Aufarbeitung.

Die Tiefe dürfte etwa zwischen 50 und 150 m betragen haben.

7.4 Mergel der Altmannschichten

Die glaukonitischen Mergel und Mergelkalke entstanden in Becken mit feindetritischer Zufuhr (Tonmineralien). Oft ist das Gestein leicht kieselig. Quarzdetritus ist meist nur noch an der Basis häufig, in den höheren Schichten tritt er zurück.

Belemniten und Ammoniten sind relativ häufig vertreten, aber auch Kieselspongien oder zumindest calcitisierte Spongiennadeln fehlen selten.

Ausgangsmaterial für den Glaukonit können hier neben «faecal pellets» auch Schichtsilikate sein, die in diesen mergeligen Gesteinen vermehrt auftreten.

ZUSAMMENFASSUNG

Anhand von 64 Gesamt- und Teilprofilen in der Gegend des Säntis, der Churfirsten und des Alvier wurde die stratigraphische Gliederung des Helvetischen Kieselkalkes und der Altmannschichten durchgeführt.

1. Lithostratigraphie

Die lithostratigraphische Gliederung wurde vor allem auf Grund der Korngrössenanalyse und des Glaukonitgehaltes vorgenommen. Oft aber mussten noch weitere Parameter wie Anwitterungsfarbe, Tongehalt oder Spätigkeit beigezogen werden.

Die Formation des Helvetischen Kieselkalkes lässt sich in folgende Formationsglieder unterteilen: Unterer Kieselkalk, Lidernenschichten, Oberer Kieselkalk. Die Altmannschichten bilden das tiefste Formationsglied einer noch zu definierenden Drusberg-Formation.

Diese Formationsglieder konnten in allen Gesamtprofilen festgestellt werden (Ausnahme: Lidernenschichten fehlen in den Profilen 48 und 64, Tf. I). Die Kieselkalk-Echinodermenbreccie ist nur in einigen Gebieten deutlich ausgebildet. Eigentliche Schiefer treten weder an der Basis des Unteren noch des Oberen Kieselkalkes auf.