Herkunft und Charakteristik des terrigenen Detrius

Objekttyp: **Chapter**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **79 (1986)**

Heft 2

PDF erstellt am: **08.08.2024**

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.
Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.
Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ein Dienst der *ETH-Bibliothek*
ETH Zürich, Rämistrasse 101, 8092 Zürich, Schweiz, www.library.ethz.ch

http://www.e-periodica.ch

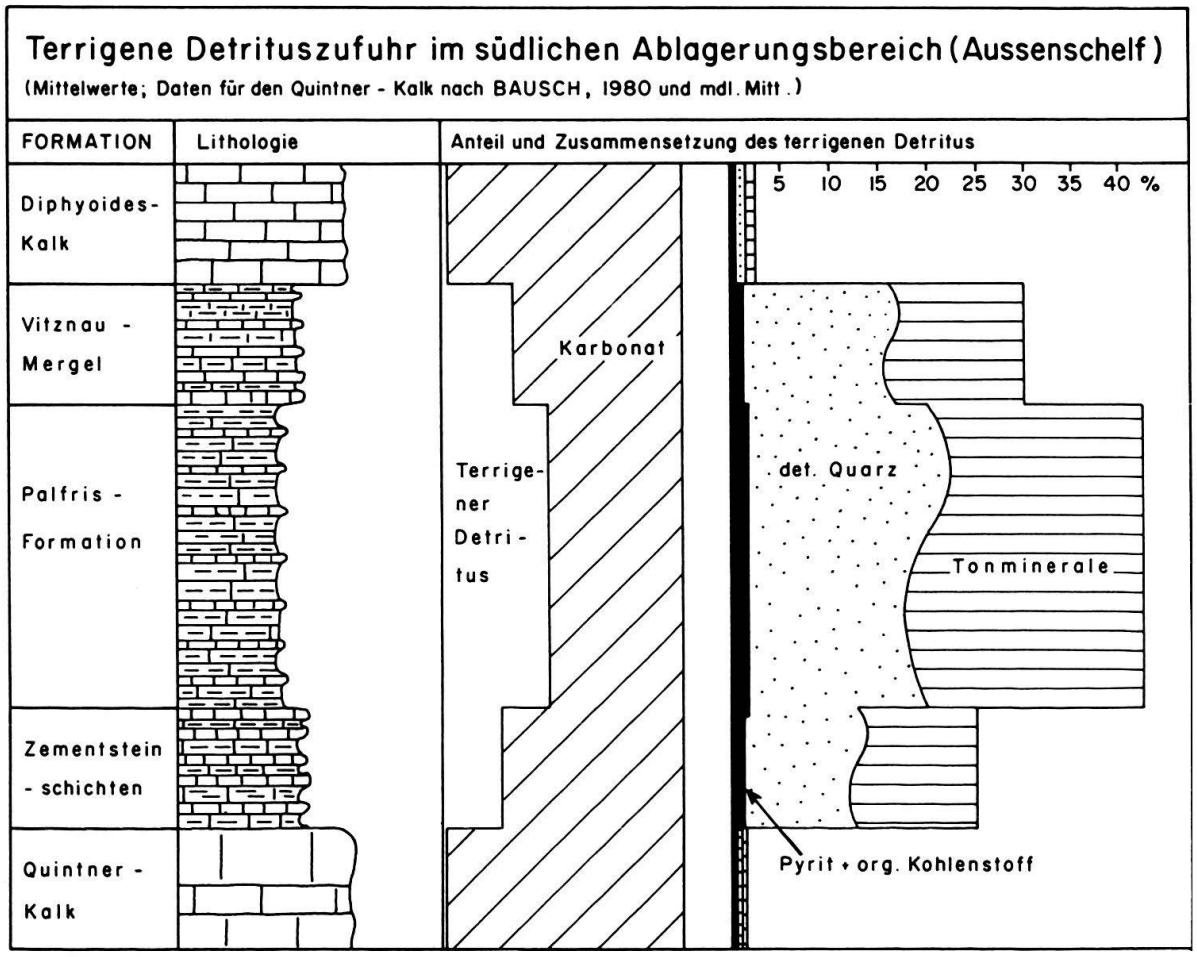

Fig. 28. Variation der Lithologie und des terrigenen Detritus im südlichen Ablagerungsbereich. Numerische Werte der mineralogischen Probenanalysen in BURGER (1982).

6. Herkunft und Charakteristik des terrigenen Detritus

Die detaillierte Untersuchung und Rekonstruktion der Schelfentwicklung zog die Frage nach sich, woher der mengenmässig doch bedeutende Anteil des terrigenen Detritus im Schelf stammt. Zudem wurde nach einer Erklärung gesucht für die zeitlich unterschiedlich intensive, mehrmals sprunghaft ändernde quantitative Belieferung des Schelfs mit terrigenem Detritus (vgl. Fig. 28). Diese beiden Fragen wurden in BURGER (1982) bezüglich der Sedimentpetrographie und in BURGER (1985) auch in paläogeographischer und sedimentologischer Hinsicht eingehend erörtert und diskutiert. Nachfolgend wird eine kurze Übersicht über die wichtigsten Resultate gegeben.

6.1 Schwankungen in der Detritus-Anlieferung

Der Anteil des terrigenen Detritus im Sediment war im helvetischen Unterkreide-Schelf in zweierlei Hinsicht starken Änderungen unterworfen: Einerseits innerhalb des Schelfquerschnittes, wobei der Innenschelf generell bedeutend weniger terrigenen Detritus führte als der Aussenschelf, anderseits war die terrigene Detrituszufuhr im Verlauf der

Zeit stark variabel. Letzteres ist vor allem in der Sedimentabfolge des südlichen Ablagerungsbereichs dokumentiert, wo vom Quintner-Kalk bis zum Diphyoides-Kalk permanent eine ruhige Aussenschelf-Sedimentation unterhalb der Wellenbasis herrschte.

Dieser Zeitabschnitt ist in Figur 28 dargestellt. Die Zementsteinschichten nehmen demnach lithologisch eine Zwischenstellung zwischen dem fast detritusfreien Quintner-Kalk und der quarz- und tonmineralreichen Palfris-Formation ein. Danach vollzog sich die umgekehrte Entwicklung, wobei die Vitznau-Mergel die Zwischenstufe zum fast detritusfreien Diphyoides-Kalk darstellen.

Bemerkenswert sind die lithologisch scharfen Übergänge an den Formationsgrenzen sowie die äusserst regelmässige Kalk-Mergel-Wechsellagerung in den Vitznau-Mergeln. Letztere können als Periodite bezeichnet werden und besitzen auch deren typische Merkmale (vgl. EINSELE 1982a und b). Diese regelmässigen Wechsellagerungen prägen die Vitznau-Mergel sowohl im Innen- als auch im Aussenschelf. Die Wechsellagerung ist allein auf zeitlich schwankende Anteile des terrigenen Feindetritus zurückzuführen, wobei eine frühdiagenetische Verstärkung hinzukam (BURGER 1982, BERNER 1980).

Die Vitznau-Mergel dürften in einer klimatischen Übergangsperiode abgelagert worden sein, in der sich der Wechsel von einer silt- und tonreichen zu einer karbonatischen Schelfsedimentation vollzog. Die Klimaänderung schlug sich in der Verwitterungstätigkeit und dadurch in der Zusammensetzung des Tonmineralspektrums im terrigenen Detritus nieder (BURGER 1982). In einer solchen Übergangszeit müssten sich periodische Klimaschwankungen lithologisch besonders deutlich niedergeschlagen haben und die primäre Wechsellagerung detritusreicher und karbonatischer Lagen bewirken. Als Ursache solcher Schwankungen kommen zyklisch wiederkehrende, astronomisch bedingte Klimaschwankungen in Frage (BERGER 1980). Diese Ursache wird auch für die Kalk-Mergel-Wechsellagerungen des Valanginian im Vokontischen Trog angenommen (COTILLON & RIO 1984).

6.2 Mögliche Liefergebiete des terrigenen Detritus

Trotz den enormen quantitativen Schwankungen in der Anlieferung des terrigenen Detritus blieb dessen qualitative Zusammensetzung ausserordentlich konstant. Einzige Variationen sind die klimatisch bedingte, kontinuierliche Änderung des Kaolinit/Chlorit-Verhältnisses im Verlauf der Ablagerungszeit der Vitznau-Mergel sowie die frühdiagenetisch bedingte Abhängigkeit des Verhältnisses Illit/Wechsellagerungs-Minerale vom Karbonatgehalt zur Zeit der Ablagerung (BURGER 1982).

So setzt sich der nichtkarbonatische Detritus in den Mergellagen aller drei Formationen etwa zu 50% aus Quarz (Silt), zu 47% aus Tonmineralen und zu 3% aus organischem Kohlenstoff und Schwemineralen zusammen. Die unmetamorphen Lagen weisen dabei ein Tonmineralspektrum von durchschnittlich 55% unregelmässigen Wechsellagerungs-Mineralen (Illit/Smektit), 35% «offenem» Illit und 10% Chlorit und Kaolinit auf (BURGER 1982). Auch der gröbere Detritus (Quarzsand) zeigt sowohl bezüglich der Korngrösse als auch im Verhältnis plutonischer/metamorpher Quarz stets dieselbe Zusammensetzung.

Diese gleichbleibende mineralogische Zusammensetzung des terrigenen Detritus lässt den Schluss zu, dass dieser während der Ablagerungszeit der drei untersuchten Formationen stets aus dem gleichen Liefergebiet bzw. den gleichen Liefergebieten stammt.

Aufgrund der mineralogischen Zusammensetzung des terrigenen Detritus sowie des auch nach der Eintragung in den Schelf erhaltengebliebenen Verwitterungszustandes der Tonminerale kann davon ausgegangen werden, dass der überwiegende Teil des detritischen Quarzsandes und der Tonminerale aus einem nahe gelegenen Festlandgebiet stammt und bereits nach kurzem marinem Transportweg zur definitiven Ablagerung kam (BURGER 1982). Als Hauptliefergebiet kommt dabei die Landregion nördlich des helvetischen Schelfs (bis zum Rheinischen Schiefergebirge) in Betracht.

Diese Landregion bildete vom unteren Malm bis ins Tertiär eine zusammenhängende Schwelle von den Ardennen bis zum Böhmischen Massiv (ZIEGLER 1981) und umfasste zumindest die nördlichen Teile der heutigen Massivgebiete Vogesen und Schwarzwald mitsamt ihrer Sedimentdecke (LOTZE 1971, LEMCKE 1981). Die Emersion dieser südwestdeutschen und elsässischen Region begann schon im Dogger (Bajocian) und verstärkte sich noch während des Malm (KIEFER 1934, WAGNER 1953, ELLER 1976; CHAUVE et al. 1980). Dadurch bildete sich am Nordrand der Tethys im ausgehenden Jura ein sich zunehmend gegen Süden ausweitendes Festland, dessen maximale Ausdehnung während der untersten Kreide erreicht wurde, als die Küstenlinie teilweise innerhalb des heute aufgeschlossenen Helvetikums lag (TRÜMPY 1962; ZACHER 1973, BURGER 1985).

Infolge dieser schon im Dogger einsetzenden und im Malm verstärkt nach Süden übergreifenden Emersion gelangten in den Nord- und Zentralvogesen sowie den benachbarten nördlichen und östlichen Gebieten grosse Sedimentflächen über den Meeresspiegel, die keine oder nur eine geringmächtige Malmbedeckung besassen. Dadurch kamen silt-, ton- und feinsandreiche Keuper-, Lias- und Doggersedimente von rund 500 m Mächtigkeit in den Erosions- und Verwitterungsbereich. Als terrigener Detritus wurden diese fluviatil zur Tethys verfrachtet, wobei der Weg während der untersten Kreide die verwitterungsresistenten Malmkalke durchquerte, die erst im Tithonian und Berriasian über den Meeresspiegel gehoben wurden. Auch der Malm lieferte Tonminerale, aus Mergeln des Weissjura α und γ.

Ein Vergleich der mineralogischen und sedimentpetrographischen Merkmale des terrigenen Detritus in den drei untersuchten Formationen mit diesen in Frage kommenden Liefergesteinen aus Mittel- und Oberkeuper, Lias und Dogger zeigt sehr gute Übereinstimmung (BURGER 1982, Abschnitt 9.2). Ein Korngrössenvergleich zwischen den Feinsanden in den Vitznau-Mergeln und von siderolithischen Sanden in Karstfüllungen der Malmoberfläche im östlichsten Faltenjura (GÜLLER 1959) ergab völlige Übereinstimmung.

Ein Vergleich mit dem westlichen Helvetikum zeigt, dass die Küstenlinie während der frühesten Kreide ebenfalls in einer sehr südlichen Position verlief: Sie bewegte sich schon seit dem jüngsten Malm innerhalb einer ausgedehnten Karbonatplattform (westliches Juragebirge, nördliche Chaînes subalpines), in der über weite Teile die kontinentale «Purbeckien-Fazies» vorherrschte (HAEFELI 1966; STEINHAUSER & CHAROLLAIS 1971, DARSAC 1983, ADATTE & RUMLEY 1984). Somit herrschte im westlichen Helvetikum und dessen Hinterland paläogeographisch und bezüglich der Anlieferung des terrigenen Detritus eine mit dem Osten vergleichbare Situation, auch der Zeitpunkt der maximalen Regression stimmte überein: Ausgeprägter Hiatus im Übergang Berriasian/Valanginian (ADATTE & RUMLEY 1984). Aus westlicher bis südwestlicher Richtung konnten deshalb höchstens ein Teil des Illits und der Wechsellagerungsminerale sowie ein Teil des Siltes ins Helvetikum gelangt sein. Mögliches Liefergebiet ist dabei das Zentralmassiv (Morvan-Massiv mit südlicher Sedimentbedeckung).

Das Böhmische Massiv kommt während der ältesten Kreide als Detrituslieferant aus zweierlei Gründen nur untergeordnet in Betracht (BURGER 1982): Erstens war die Transportdistanz relativ gross und verlief überwiegend im vollmarinen Bereich. Zweitens erbrachten mineralogische Vergleichsuntersuchungen am Quarzsand (Kathodolumineszenz), dass dieser nicht aus dem Böhmischen Massiv stammen kann. Andere Verhältnisse herrschten bei der nachfolgenden Sedimentation der Pygurus-Sande (HALDIMANN 1977), die sowohl ein anderes Korngrössenspektrum als auch eine andere Mineralogie (Verhältnis plutonischer/metamorpher Quarz) aufweisen als die Feinsande der Vitznau-Mergel.

Verdankungen

Herzlich bedanken möchte ich mich bei Prof. R. Trümpy und Dr. H.P. Funk (Zürich) für die vielen Anregungen und Diskussionsbeiträge sowie die Durchsicht des Manuskriptes und die Korrekturen von Abstract und Résumé.

Für die Reinzeichnung der Figuren danke ich Herrn H. Hächler (Regensdorf). Die Entwicklung der Photographien besorgte in verdankenswerter Weise Herr U. Gerber (Zürich). Meiner Frau danke ich herzlich für die Reinschrift des Manuskriptes.

Anhang

Verzeichnis und Koordinaten der aufgenommenen Detailprofile (Fig. 1 & 2)

1–15: Profile aus dem mittleren und südlichen Ablagerungsbereich.
16–33: Profile aus dem nördlichen Ablagerungsbereich.

Die Koordinaten beziehen sich auf das Netz der Landeskarte der Schweiz, die Höhenangaben wurden aus der Landeskarte 1:25000 entnommen und gelten für den stratigraphischen Fusspunkt des jeweiligen Profils. In Klammern sind die tektonischen Einheiten angegeben.

1: Vitznauerstock (Randkette), 681.120/206.730/1040 m
2: Dornibach/Schachli, bei Sisikon (Drusberg-Decke), 690.220/201.330/605 m
3: Wasserberg (Axen-Decke), 702.250/199.240/1840 m
4: Dräckloch (Axen-Decke), 714.620/203.910/2120 m
5: Hängst (Axen-Decke), 708.250/198.000/2000 m
6: Pragelpass (Drusberg-Decke, unterer Teil wahrscheinlich Räderten-Element), 708.810/206.770/1505 m
7: Raaberg (Säntis-Decke), 730.330/225.970/1620 m
8: Stock-Gulmen (Säntis-Decke), 732.075/225.920/1630 m
9: Thurschlucht (Säntis-Decke), 736.040/228.180/855 m
10: Leistchamm (Churfirsten–Drusberg-Decke), 735.350/222.725/1540 m
11: Palis-Plisa (Churfirsten–Drusberg-Decke), 739.970/223.610/1650 m
12: Rotsteinpass (Säntis-Decke), 745.550/234.330/2120 m
13: Alp Palfris (Churfirsten–Drusberg-Decke), 748.940/219.000/1700 m
14: Tobelbach (Säntis-Decke, Hoher Kasten), 757.780/240.820/660 m
15: Fläscherberg (Churfirsten–Drusberg-Decke), 755.770/213.300/580 m
16: Unterschächen (Infrahelvetikum, Griesstock-Decke), 703.940/192.110/1550 m
17: Baumgarten (parautochthones Infrahelvetikum), 718.720/192.460/1700 m
18: Muttenchopf (parautochthones Infrahelvetikum), 720.460/190.470/2345 m
19: Faschas-Zanins (parautochthones Infrahelvetikum), 721.400/186.050/2285 m
20: Wageten (Infrahelvetikum, Wageten-Decke), 718.030/219.900/1450 m
21: Platt'Alva (parautochthones Infrahelvetikum), 730.260/190.850/2390 m
22: Oren (Mürtschen-Decke), 721.470/212.920/880 m
23: Chli Chänel (Glarner Decke), 728.600/213.940/1770 m
24: Leiststock (Mürtschen-Decke), 727.570/216.200/1640 m

25: Filzbach, Rotary-Kernbohrung (Mürtschen-Decke), 728.167/220.360/Bohrloch
26: Flimserstein (parautochthones Infrahelvetikum), 742.100/191.900/2200 m
27: Lavadignas (parautochthones Infrahelvetikum), 743.620/192.540/1905 m
28: Tersol (autochthones Infrahelvetikum), 749.325/198.840/1615 m
29: Haldenstein (parautochthones Infrahelvetikum), 759.578/194.670/555 m
30: Silberplatten (Säntis-Decke, Nordsäntis), 741.835/234.050/1670 m
31: Musfallen (Säntis-Decke, Nordsäntis), 742.490/234.950/1650 m
32: Tierwis (Säntis-Decke, Nordsäntis), 742.820/234.970/1850 m
33: Altenalp-Türme, Ostseite (Säntis-Decke, Nordsäntis), 747.040/237.475/1800 m

LITERATURVERZEICHNIS

ADATTE, T., & RUMLEY, G. (1984): Microfaciès, minéralogie, stratigraphie et évolution des milieux de dépôts de la plate-forme berriaso-valanginienne des régions de Sainte-Croix (VD), Cressier et du Landeron (NE). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *107*, 221–239.

ANDEL, T. H., VAN, & VEEVERS, J. J. (1967): Morphology and sediments of the Timor Sea. – Bur. Min. Resourc., Geol. and Geophys. Bull. *83*.

ARBENZ, P. (1934).: Die helvetische Region. In: Geologischer Führer der Schweiz, Fasc. 2G. – Schweiz. geol. Komm.

BAER, A. (1959).: L'extrémité occidentale du Massif de l'Aar (Relations du socle avec la couverture). – Bull. Soc. neuchât. Sci. nat. *82*, 5–160.

BAUSCH, W. M. (1980): Tonmineralprovinzen in Malmkalken. – Erlanger Forsch., Reihe B: Natw. u. Medizin *8*.

BEAUDOIN, B. (1977): Méthodes d'analyse sédimentaire et reconstitution du bassin: Le Jurassique terminal – Berriasien des Chaînes subalpines méridionales. – Thèse, Univ. Caen.

BERGER, A. L. (1980): The Milankovitch astronomical theory of paleoclimates: a modern review. – Vistas Astron. *24*, 103–122.

BERNER, R. A. (1980): Early Diagenesis. A Theoretical Approach. – Princeton Univ. Press, Princeton Ser. in Geochem.

BLANCHET, R., & MONTADERT, R. (1981): Géologie des Marges Continentales. – Coll. C3 du 26e Congr. géol. int. Oceanologica acta 1981 SP.

BRÜCKNER, W. D. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstock-Decke im oberen Schächental (Kt. Uri); eine Studie der nordhelvetischen Schichtfolge. – Verh. natf. Ges. Basel *48*, 77–182.

— (1951: Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. *39*/1, 196–212.

BURGER, H. (1982): Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. *62*/3, 369–414.

— (1985): Palfris-Formation, Öhrli-Formation und Vitznau-Mergel (Basale Kreide des Helvetikums) zwischen Reuss und Rhein. Stratigraphische, fazielle, mineralogische und paläogeographische Untersuchungen. – Diss. Univ. Zürich.

BURGER, H., & STRASSER, A. (1981): Lithostratigraphische Einheiten der untersten Helvetischen Kreide in der Zentral- und Ostschweiz. – Eclogae geol. Helv. *74*/2, 529–560.

BURNS, D. A. (1974): Changes in carbonate component of recent sediments with depth: a guide to paleoenvironmental interpretation. – Marine Geol. *16*, M13–M19.

CAROZZI, A. (1954): Tektonik und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. – Geol. Rdsch. *42*/2, 233–237.

CHAUVE, P., ENAY, R., FLUCK, P., & SITTLER, C. (1980): Géologie de France. Vosges–Fossé rhénan–Bresse–Jura. In: LORENZ, C.: Géologie des pays européens: France, Belgique, Luxembourg. 26e Congr. géol. int. – Dunod, Paris.

COTILLON, P., & RIO, M. (1984): Cyclic sedimentation in the Cretaceous of D.S.D.P. sites 535 and 540 (Gulf of Mexico), 534 (Central Atlantic) and in the Vocontian basin (France). – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. *77*, 339–376.

DARSAC, C. (1983): La plate-forme berriaso-valanginienne du Jura méridional aux massifs subalpins (Ain-Savoie). Sédimentologie, stratigraphie, minéralogie, micropaléontologie. – Thèse 3e cycle; Inst. Dolomieu, Grenoble.