Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 62 (1982)

Heft: 3

Artikel: Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums

Autor: Burger, Hans

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-47978

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: 10.08.2025

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

Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 62, 369–414, 1982

Tonmineralogische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums

von *Hans Burger**

Abstract

In the Helvetic Nappes of Central and Eastern Switzerland, the lowermost Cretaceous is formed by the Öhrli Formation, the Palfris Fm. and the Vitznau Marl Fm. All three formations comprise successions consisting of mainly shallow-water carbonates and marine-shelf marls. This study deals mainly with the clay mineralogy of the silty marl beds, which account about three eights by volume of the whole succession. This series of beds show alternating variations in the carbonate: non-carbonate mineral ratio from bed to bed. The clay mineral spectrum includes mainly illite and mixed-layer minerals (illite – montmorillonite), together with lesser amounts of kaolinite and chlorite. Other non-carbonate components include detrital quartz and very minor amounts of pyrite and organic material.

The clay mineral spectrum shows little lateral variation within a single horizon across the shelf area, but characteristic vertical variations occur in two ways. First, chlorite and mixed-layer mineral contents co-vary with the carbonate content within each bed, while kaolinite and illite contents vary in an inverse manner. Second, the kaolinite content decrease within the whole Vitznau Marl Fm. from bottom to top, while the content of chlorite in the spectrum of clay minerals increases. To explain the first variation, early diagenetic and hydrodynamic effects are discussed. To interpret the second trend, a longer-term climatic change is postulated.

Mineralogical comparisons of the non-carbonate detritus of the studied formations with rocks from surrounding regions yielded valuable clues as to the provenance of this detritus. The main source has probably been Upper Triassic to Middle Jurassic sediments making up a land area to the north and northwest of the Lower Cretaceous Helvetic shelf. The non-carbonate components of these Triassic and Jurassic sediments correspond well with those of the lowermost Cretaceous formations studied. The Bohemian Massif may have supplied part of the detritus.

Zusammenfassung

In den Helvetischen Decken der zentralen und östlichen Schweiz wurde die unterste Kreide (Öhrli-Formation, Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) tonmineralogisch und sedimentpetrographisch untersucht. Die Schelfsedimente dieser drei Formationen werden überwiegend von Flachwasser-Karbonaten und -Mergeln gebildet. Diese Arbeit untersucht vor allem die Mineralogie der siltigen Mergel, die volumenmässig rund drei Achtel der drei Formationen aufbauen. Neben

* Geologisches Institut der ETH Zürich, CH-8092 Zürich.

Karbonaten und detritischem Quarz enthalten diese Mergel vorwiegend Illit und quellfähige Tonminerale (Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsminerale). Der Rest entfällt hauptsächlich auf Kaolinit und Chlorit, während Eisensulfide und organischer Kohlenstoff untergeordnet vertreten sind. Das Tonmineralspektrum variiert im Schelf regional kaum, zeigt aber sowohl innerhalb der stratigraphischen Abfolge als auch bei Schwankungen des Karbonatgehaltes charakteristische Änderungen. Insbesondere sinken bei zunehmendem Karbonatgehalt in einer Mergelserie der Anteil von Kaolinit und Illit im Tonmineralspektrum, während der Anteil von Chlorit und Wechsellagerungs-Mineralen ansteigt. Innerhalb der Vitznau-Mergel erfolgt vom Älteren zum Jüngeren ebenfalls eine Änderung im Tonmineralspektrum: Der Kaolinitgehalt sinkt, während der Chloritanteil zunimmt. Als Ursachen dieser verschiedenen Trends werden frühdiagenetische und hydrodynamische Prozesse sowie Klimaveränderungen diskutiert.

Zur Frage nach dem Herkunftsgebiet des nichtkarbonatischen Detritus lieferten mineralogische Vergleiche mit Gesteinen aus benachbarten Regionen wertvolle Hinweise. Als Liefergebiet dieses Detritus kann in erster Linie das dem helvetischen Schelf nördlich vorgelagerte Hinterland angenommen werden; das Böhmische Massiv lieferte wahrscheinlich einen Teil des Detritus.

Résumé

Les formations de l'Öhrli, de Palfris ainsi que les Marnes de Vitznau, appartenant au Crétacé inférieur des nappes helvétiques de la Suisse centrale et orientale, ont été étudiées du point de vue de la minéralogie des argiles et de la pétrographie sédimentaire. Les sédiments type plate-forme de ces trois formations sont essentiellement formés de marnes ainsi que de carbonates déposés en eaux peu profondes. Les recherches de ce travail concernent surtout la minéralogie des marnes silteuses qui, en volume, constituent les trois huitièmes des formations. Mis à part les carbonates et le quartz détritique, ces marnes contiennent de façon prépondérante l'illite et les minéraux argileux interstratifiés (illite-montmorillonite) possédant une grande capacité de gonflement. La fraction restante se compose essentiellement de kaolinite et de chlorite et accessoirement de sulfures de fer et de carbone organique.

Si le spectre des minéraux argileux varie très peu du point de vue régional dans la plate-forme, par contre il marque de nettes différences dans la succession stratigraphique ainsi que lors des oscillations du pourcentage des carbonates. Lors de l'augmentation du pourcentage carbonaté d'un banc marneux on observe particulièrement la chute de la kaolinite et de l'illite alors que parallèlement la chlorite et les minéraux argileux interstratifiés augmentent. On observe à l'intérieur des Marnes de Vitznau les mêmes phénomènes de changement dans le pourcentage de la kaolinite et de la chlorite, ceci, en partant des sédiments les plus anciens jusqu'aux plus récents. Pour l'explication de ces deux variations différentes, un changement climatique et des processus hydrodynamiques et diagénétiques précoces sont discutés.

Une comparaison du contenu minéralogique de roches provenant de régions voisines a fourni de précieuses indications concernant l'origine du contenu détritique non carbonaté. La source principale serait à rechercher dans la zone paléogéographique avoisinante au nord-nord-ouest de la plate-forme helvétique. Cette zone continentale, constituée par une couverture sédimentaire triasique et jurassique, actuellement largement érodée, fut progressivement émergée au cours du Jurassique supérieur. Durant le Crétacé basal, cette région au nord de l'Helvétique était émergée, et ses unités mésozoïques pouvaient donc être érodées. La partie détritique non carbonatée de ces unités sédimentaires correspond à peu près au contenu détritique de la plate-forme helvétique. Le Massif Bohémien a fourni probablement une part de ces détritiques.

Inhaltsverzeichnis

I	Einleitung	371
II	Stratigraphisch-lithologischer Überblick	374
III	Röntgenographische Tonmineralbestimmung	376
IV	Thermoanalytische Untersuchungen und Infrarot-Spektroskopie	383
V	Karbonate und Quarz	385
VI	Pyrit und organischer Kohlenstoff	389
VII	Vergleichende Gesamtgesteinsanalyse	392
VIII	Rückschlüsse auf Sedimentationsablauf und Diagenese	401
IX	Betrachtungen über die Herkunft des nichtkarbonatischen Detritus	404
	Abkürzungen und Profil-Koordinaten	409
	Literaturverzeichnis	410

I Einleitung

1. PROJEKTRAHMEN DER ARBEIT

Die vorliegende Arbeit ist Teil einer Untersuchung der Kalk- und Mergel-Gesteine der untersten Kreide des Helvetikums in der zentralen und östlichen Schweiz (BURGER, in Vorb.). Diese Untersuchung erfolgte im Rahmen des Nationalfonds-Projektes «Zyklische Sedimentation in der Helvetischen Unterkreide», das sich mit der rhythmischen Sedimentationsabfolge (Mergel, Kalke, Kondensationszonen) im Unterkreideschelf des Helvetikums befasst (HALDIMANN, 1977; FUNK & BRIEGEL, 1979; STRASSER, 1979 und 1982; BURGER & STRASSER, 1981; FUNK, 1983).

2. GEOGRAPHISCHE ÜBERSICHT

Die Untersuchungen erstreckten sich über das Helvetikum zwischen dem Vierwaldstättersee und dem Rheintal. Dabei wurde die unterste Kreide (Öhrli-Formation, Palfris-Formation und Vitznau-Mergel) stratigraphisch, mineralogisch und sedimentologisch bearbeitet. Von den 33 aufgenommenen Profilen wurden 14 für eine tonmineralogische Untersuchung und Gesamtgesteinsanalyse ausgewählt. In Fig. 1 sind diese Lokalitäten eingezeichnet; die Schwerpunkte liegen in den Glarner Alpen und im Säntis–Churfirsten-Gebiet.

3. ALLGEMEINER GEOLOGISCHER ÜBERBLICK

Die drei hier bearbeiteten Formationen wurden im unterkretazischen Schelf abgelagert, der den Übergang der mitteleuropäischen Landmasse zur Tethys bildete. Diese Schelf-Sedimente wurden in der untersten Kreide von Flachwas-

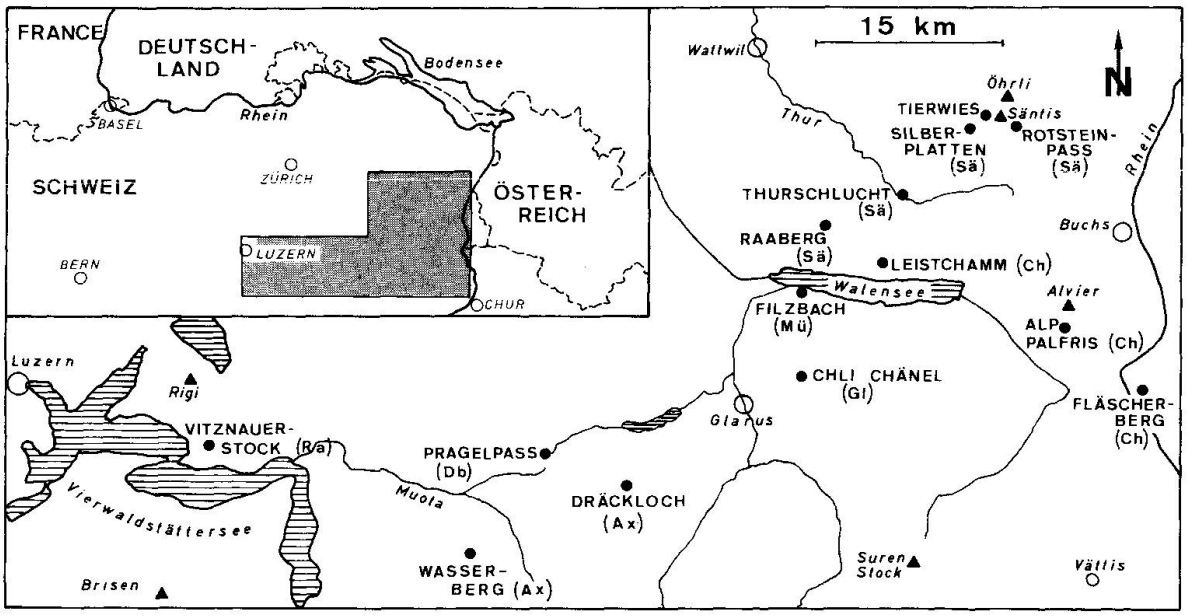


Fig. 1 Geographische Lage der Profile, die tonmineralogisch untersucht wurden (ausgefüllte Kreise). In Klammern stehen die Abkürzungen der entsprechenden tektonischen Einheiten (vgl. Liste «Abkürzungen und Profil-Koordinaten» am Ende des Textes).

serkarbonaten und siltigen Mergeln aufgebaut. In Richtung zum offenen Meer (gegen S bis SSE) erfolgte eine Zunahme sowohl der Mächtigkeit als auch des Mergelanteils im Sediment (vgl. Fig. 2 und 3).

Die älteren Arbeiten über die unterste Kreide des Helvetikums sind vorwiegend stratigraphische Formationsbeschreibungen und regionale Kartierungen. Teilweise wurden auch Hypothesen und Modelle entwickelt über die Ursachen der lithologischen Sequenzen («Zyklen») von mergeligen, kalkigen und glaukonitreichen Gesteinen. Aus der Zeit vor Beginn des vorgehend erwähnten Nationalfonds-Projektes seien folgende Arbeiten genannt: ARN. HEIM (1905, 1907, 1916), BRÜCKNER (1937 und 1951), OBERHOLZER (1933), FICHTER (1934), SCHINDLER (1959), GRASMÜCK-PFLUGER (1962), FUNK (1971) und BRIEGEL (1972). Die neueste Literatur ist in Kapitel II aufgeführt. Einen Überblick über die Geologie des Helvetikums gibt TRÜMPY (1980).

4. TEKTONISCHE ÜBERSICHT

Als Grundlage für die Rekonstruktion des untersuchten Schelfgebietes diente die Deckenabwicklung von TRÜMPY (1969); eine modifizierte Abwicklung von FUNK (in TRÜMPY, 1980) wurde berücksichtigt. Tektonische Karten oder Profile wurden von OBERHOLZER (1933), HANTKE (1961) sowie RAMSAY et al. (in Vorb.) zusammengestellt. Die Tektonik des östlichen Infrahelvetikums beschreibt PFIFFNER (1978).

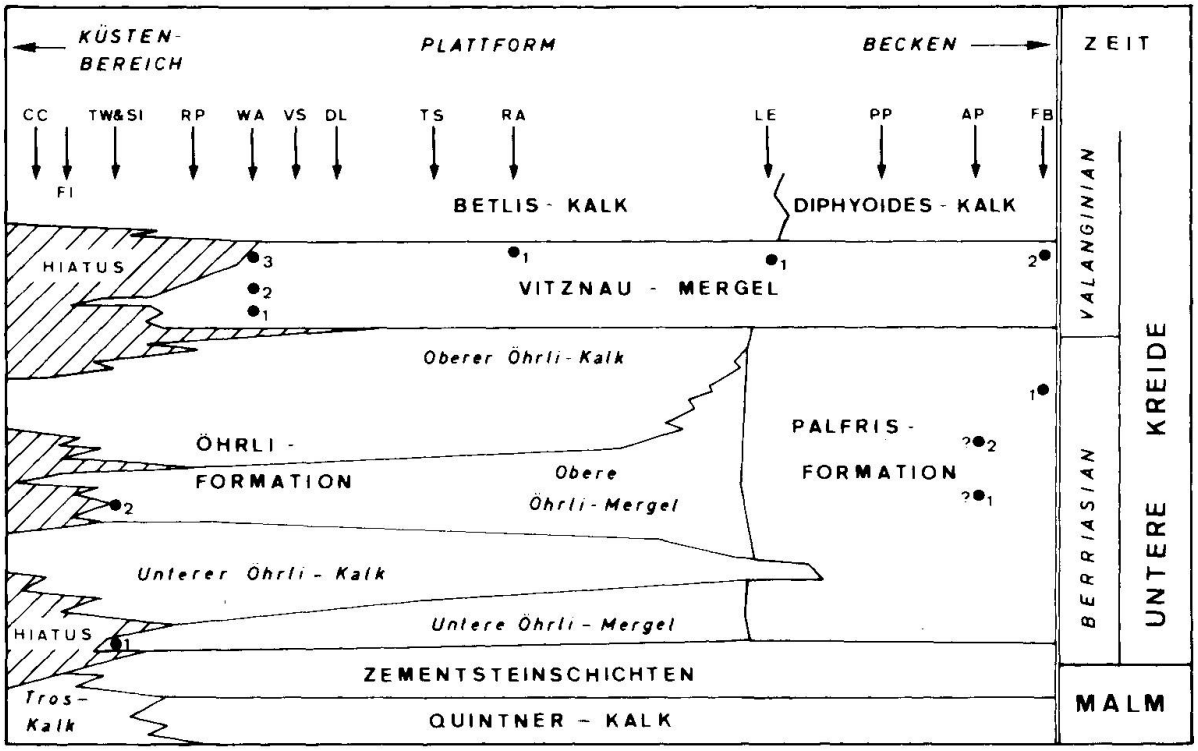


Fig. 2 Schematische Darstellung der lithostratigraphischen Einheiten der untersten Helvetischen Kreide (nach BURGER & STRASSER, 1981). Schraffierte Felder markieren Schichtlücken (Omission, Erosion, Kondensation). Die in Fig. 1 eingetragenen Profile sind hier durch einen Pfeil dargestellt, der die paläogeographische Stellung im Schelfquerschnitt angibt. Für sechs Profile sind die Proben-Entnahmestellen (Tonmineralanalyse) mit Punkten eingetragen. Die Lage der beiden Proben des Profils AP ist wegen tektonischer Störungen nicht genau bestimmbar. Für die übrigen Profile sind die Entnahmestellen in Fig. 3 angegeben. Formationsnamen sind mit grosser, Namen von Members mit kleiner Schrift geschrieben. Abkürzungsliste: am Ende des Textes.

Die paläogeographisch nördlichsten Gebiete der Helvetischen Unterkreide liegen in den tiefsten tektonischen Einheiten, im Infrahelvetikum sowie in der Glarner- und der Mürtschen-Decke. Aus diesem mergelarmen Bereich wurden nur wenige Gesamtgesteinsanalysen durchgeführt. In den darüberliegenden Decken (Axen-Decke, Randkette und Säntis-Drusberg-Decke) sind die paläogeographisch mittleren und südlichen Schelfbereiche vertreten, mit hohen Anteilen von mergeligen und tonigen Sedimenten (vgl. Fig. 2 und 3). Aus diesen beiden Bereichen konnten nicht alle Profile vollständig aufgenommen werden, denn die Abscherung der Kreide-Decken vom Jura-Stockwerk erfolgte fast immer im jeweils mächtigsten Mergelpaket: im paläogeographisch südlichsten Bereich innerhalb der Palfris-Formation, im mittleren Ablagerungsbereich innerhalb der Vitznau-Mergel, und noch weiter nördlich in den Öhrli-Mergeln. Infolge dieser Abscherungs- und Decken-Tektonik veränderte sich stellenweise die mineralogische Zusammensetzung durch tektonisch induzierte Diagenesevorgänge oder mineralische Entmischungs- und Konzentrationsprozesse. Deshalb wurden die analysierten Mergelproben aus möglichst undeformiertem Ge-

stein entnommen. Die Metamorphose des östlichen Helvetikums wurde von FREY et al. (1980) und BREITSCHMID (1982) bearbeitet (vgl. auch FREY, 1969 und 1970).

II Stratigraphisch-lithologischer Überblick

Die Figuren 2 und 3 geben einen Überblick über die Stratigraphie sowie über die paläogeographische Lage der Profile. Der helvetische Schelf war in der untersten Kreide in drei Ablagerungsräume gegliedert, die in ENE–WSW-Richtung parallel zueinander verliefen. Im mittleren Ablagerungsraum (flachmarine Plattform) kamen sowohl die Öhrli-Formation als auch die Vitznau-Mergel zur Ablagerung, während im nördlichen (küstennahen) Bereich die Mergelpartien dieser beiden Formationen nur reliktisch entwickelt sind und gegen Norden auskeilen. Im südlichen Bereich (Schelfabhang) dominiert die tonreiche Palfris-Formation. Die Gesamtmächtigkeit aller drei Formationen nimmt im Schelfquerschnitt von wenigen Dutzend Metern im Norden auf über 200 m im Süden zu.

In Figur 2 sind aus dem lithostratigraphischen Schema keine Mächtigkeitsangaben herauszulesen, da der Schelfquerschnitt (Horizontale) gegen die Zeit (Vertikale) aufgetragen ist. Das Schema zeigt an der Basis den oberjurassischen, massigen Quintner-Kalk. Dieser ist überlagert von den kalkig-mergeligen Zementsteinschichten (DIEGEL, 1973). Darüber folgt im südlichen Ablagerungsraum die monotone Palfris-Formation (siltreiche Mergel), während nördlich davon die Öhrli-Formation (fossilreiche Kalke und Mergel) sedimentiert wurde. Charakteristisch für diese beiden Formationen ist der nach Norden zunehmende Karbonatgehalt. Die Schichtlücken in der Öhrli-Formation (Omission und Umlagerung von Gesteinsmaterial nach Süden) nehmen gegen Norden zu; dasselbe lässt sich bei den darüberliegenden Vitznau-Mergeln beobachten. Diese bilden dünnbankige Kalk-Mergel-Wechsellagerungen und gehen im Hangenden in Kalkformationen über: den Betlis-Kalk im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum bzw. den Diphyoides-Kalk im Süden. Eine stratigraphische Beschreibung dieser Unterkreide-Formationen geben BURGER & STRASSER (1981), STRASSER (1979, 1982) und BURGER (in Vorb.). Neue Arbeiten in den benachbarten Regionen wurden im Westen von HERB et al. (1978), ISCHI (1978) und SUSEDKA (in Vorb.) durchgeführt, in den östlichen Gebieten (Vorarlberg) von ZACHER (1973) und von WYSSLING (in Vorb.).

Die vorliegende Arbeit geht neben einer Gesamtgesteins-Analyse (Kapitel III bis VI) auch auf signifikante Änderungen der mineralogischen Zusammensetzung ein, sowohl innerhalb des Schelfs als auch innerhalb der stratigraphischen Abfolge (Kapitel VII). Zudem konnten Hinweise und Interpretationsmöglichkeiten zum Sedimentationsablauf, zur Diagenese und zur Herkunft des Detritus gefunden werden (Kapitel VIII und IX).

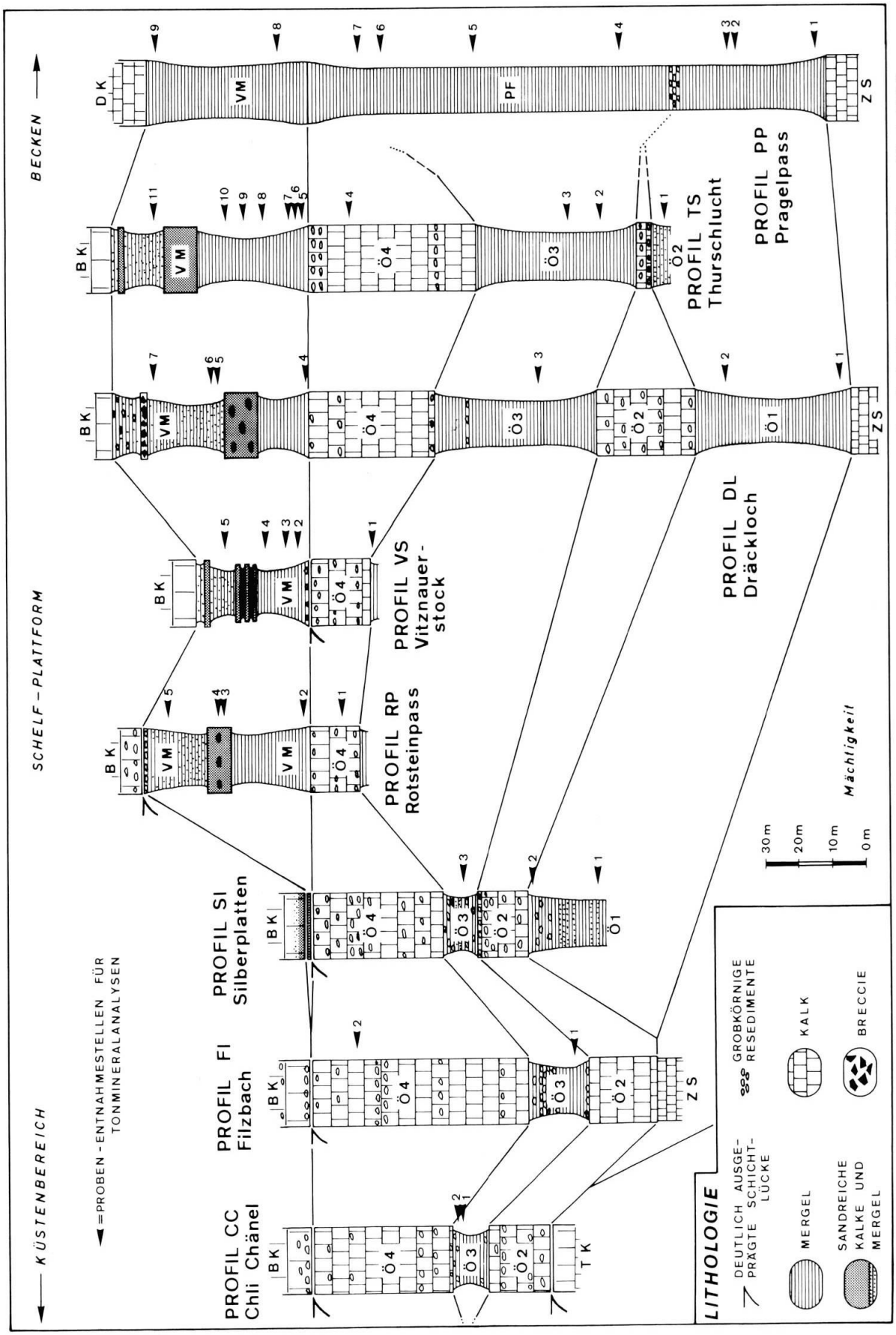


Fig. 3 Säulenprofile mit massstäblichen Mächtigkeitsangaben. Die Lage der Profile innerhalb des Schelfquerschnittes ist in Figur 2 durch Pfeile markiert. Abkürzungen für die stratigraphischen Einheiten: vgl. Liste auf Seite 409.

III Röntgenographische Tonmineralbestimmung

1. METHODEN UND AUFBEREITUNG

Probenentnahme, Probenauswahl

Die mineralogisch untersuchten Proben (humusfrei, frisch) wurden aus allen Regionen des untersuchten Schelfbereichs aufgesammelt. Bei fünf Profilen wurden je zwischen 5 und 11 Proben aufbereitet, um mineralogische Änderungen innerhalb einer stratigraphischen Abfolge zu erfassen. An fünf Lokalitäten wurden je zwei dicht aufeinanderfolgende Mergelproben genommen, die stark unterschiedliche Karbonat- und Tonmineral-Anteile aufweisen. Dadurch konnte die Änderung des Tonmineralspektrums bei variierendem Karbonatgehalt untersucht werden. Ebenso wurden Proben mit unterschiedlichem Sandgehalt ausgewählt. Die Profile, in denen Tonmineralanalysen durchgeführt wurden, sind am Ende des Textes mit Koordinatenangabe und den hier verwendeten Abkürzungen aufgeführt, während Fig. 3 bzw. Fig. 2 die Probenentnahmestellen innerhalb der Profile zeigen.

Aufbereitung, Röntgenpräparate

Nach einer schonenden mechanischen Zerkleinerung wurde das Probenmaterial mit 10%iger Essigsäure entkarbonatisiert. Nachdem die karbonatfreien, gewaschenen Probenrückstände durch Ultraschallbehandlung (10 Min.) in einer 0,01%igen Calgonlösung dispergiert wurden, konnte die Sandfraktion (>63 μ) abgesiebt werden. Die Auftrennung in Silt- und Ton-Fraktion erfolgte unmittelbar danach durch wiederholte Sedimentation (Atterberg-Methode mit Mischzylinder). Die Tonfraktion wurde mit dem Röntgen-Diffraktometer aufgenommen. Von allen Proben wurde je ein Texturpräparat lufttrocken ohne weitere Vorbehandlung (nachfolgend «natürliche Aufnahme» genannt) und je ein Präparat nach Einlagerung von Glyzerin (über die Dampf-Phase) untersucht. Zudem wurde je eine einlagerungsfreie Aufnahme nach erfolgter Erhitzung auf 400 °C (während 30 Min.) angefertigt. Bei vielen Proben wurde die natürliche Aufnahme unter Vakuum wiederholt, um die Wechsellagerungs-Minerale und den Illit besser erkennen zu können. Dazu eignen sich – neben den vorher aufgezählten Präparatbehandlungen – auch Aufnahmen nach erfolgter Einlagerung von höhermolekularen organischen Verbindungen: Alle Proben, die wesentliche Mengen von Wechsellagerungs-Mineralen enthalten (53 von 55), wurden durch je zwei zusätzliche Röntgenpräparate untersucht. Diese Aufnahmen erfolgten nach der Einlagerung von Hexadecylammoniumformiat bzw. Dodecylammoniumformiat (nachfolgend abgekürzt mit C16-N-Form. bzw. C12-N-Form.). Die Aufnahmen mit dem C16-N-Form. ergaben dabei die besseren Resultate (vgl. Text III.2.B und Tafel 3, oberste Diffraktogramme).

Zu Vergleichszwecken wurde von einigen Proben auch die Silt-Fraktion so-

wie das Gesamtgestein geröntgt. Alle Aufnahmen erfolgten mit einer Winkelgeschwindigkeit von 0,5°/min. Sie umfassen den Winkelbereich 2 θ von 2° bis 35° (bei den erhitzten Präparaten nur bis 16°, bei C12-N-Form. und C16-N-Form. - Einlagerungen schon ab 1,5°).

2. RÖNTGENOGRAPHISCHE BESTIMMUNGEN

Die Texturpräparate wurden mit einem Philips-Norelco-Diffraktometer (Cu-Kα-Strahlung) geröntgt. Für die aufbereiteten Tonfraktionen ergab sich dabei ein fast völlig karbonatfreies Mineralspektrum mit sehr wenig Quarz. Hauptbestandteile sind Illit-Smektit-Wechsellagerungs-Minerale und Illit, während Kaolinit und Chlorit als Nebenbestandteile vorkommen. In einigen Proben fehlt der Kaolinit, die andern drei Tonminerale sind in allen Proben vorhanden. Ein Drittel der Proben enthält geringe Mengen von Sudoit. Einige wichtige Diffraktogramm-Ausschnitte sind auf Tafel 3 zusammengestellt.

Während in diesem Kapitel vorwiegend auf die qualitative und quantitative Auswertung der Diffraktogramme eingegangen wird, behandeln die Kapitel VII bis IX die Diskussion und Schlussfolgerungen dieser Resultate.

Quantitative Auswertung

Nach erfolgter Messung der Anteile von Pyrit und organ. Kohlenstoff in der Tonfraktion wurden diese Werte subtrahiert von der Tonfraktion (vgl. Kapitel VI). Der verbliebene Rest entspricht dem Tonmineralanteil (= 100%). Hiervon wurden die Anteile Kaolinit und Chlorit (Ka% und Ch%) weggezählt. Deren Bestimmung mittels Röntgenbeugung (Kapitel III.2.C&D) wurde ergänzt durch Infrarot-Spektroskopie (Kapitel IV). Der Rest (100% - Ka% - Ch%) entspricht der Summe von Illit plus Wechsellagerungs-Mineralen. Das quantitative Verhältnis dieser beiden Komponenten wurde ermittelt durch Peakhöhen-Vergleiche von Aufnahmen mit Glyzerin-Einlagerung und erhitzten Aufnahmen (LIPPMANN, 1960; KÜBLER, 1961), vgl. dieses Kapitel 2.A&B. Dadurch konnten alle vier Komponenten des Tonmineralspektrums quantitativ bestimmt werden, die Resultate sind in Tafel 1 und 2 dargestellt. Auf die Genauigkeit dieser quantitativen Bestimmungen wird in Kapitel VII.1 eingegangen.

A Illit

Der in allen Proben vorhandene Illit hat einen Anteil im Tonmineralspektrum von jeweils über 20%, meistens um 30–40%. Die Diffraktogramme von Präparaten ohne Vorbehandlung (Tafel 3, «nat.») zeigen für die Illit-Reflexe (001) bzw. (003) stark asymmetrische Formen (Schulter). Diese partiell erhöhten Glanzwinkel bei (001) sind auf in geringen Mengen eingelagerte, quellfähige Schichten zurückzuführen («offener Illit», MAREL, 1961). In einigen Proben zeigt dieser infolge teilweiser Herauslösung des Kaliums «aufgeblätterte» Illit

alle Übergangsformen bis hin zu richtigen Wechsellagerungs-Mineralen mit durchgehend smektitischen Zwischenschichten (vgl. Proben TS7 und PP7 in Tafel 3). Während die echten Wechsellagerungs-Minerale erst bei starker Erhitzung (Tafel 3: «400°») eine Verkürzung des c-Achsen-Abstandes und damit einen 10-Å-Reflex zeigen, bildet der «offene Illit» nach der Glyzerin-Einlagerung, und z. T. schon bei natürlicher Aufnahme unter Vakuum, einen gemeinsamen Reflex mit dem randlich ungestörten Illit. Anderseits besitzt der «offene Illit» bei fortgeschrittenem Kaliumausbau ein (sehr begrenztes) Quellvermögen durch Einlagerung von C16-N-Form. (Verstärkung der Asymmetrie beim 10-Å-Reflex). Durch die Anwendung dieser verschiedenen Behandlungsmethoden konnte der Illit qualitativ untersucht werden. Der grosse Anteil von Illit mit Kaliumdefizit bei gleichzeitiger Anwesenheit von ungeordneten Wechsellagerungs-Mineralen smektitischer Prägung sowie von Kaolinit weist auf eine Herkunft aus kontinentalen Verwitterungsgebieten hin, mit unvollständig verlaufenem Illitisierungsprozess im marinen Milieu (vgl. Kapitel VIII).

Illitkristallinität (IK)

Der vorgefundene Illit hat meistens einen schlechten Grad der Kristallinität (Begriff nach KÜBLER, 1968), der durch die Halbwertsbreite des 10-Å-Reflexes charakterisiert wird. Die in den Glyzerinpräparaten gemessenen Illit-Kristallinitäts-Werte (IK) liegen in einem Schwankungsbereich zwischen 1,1° und 0,5° für die Halbwertsbreite von Illit (001). Um die IK-Werte mit andern Arbeiten vergleichen zu können, wurden einige Proben unter Vergleichsbedingungen (KÜBLER, 1967, 1968) am Geologischen Institut in Neuchâtel ein zweites Mal gemessen. Daraus konnte für alle Messwerte ein Eichungs-Faktor hergeleitet werden. Die durchschnittliche Halbwertsbreite aller Proben liegt bei 2θ von 0,9°, wobei innerhalb eines Profils nur kleine Abweichungen auftreten (0,05 bis 0,15 Grad 2θ). Diese Variation dürfte auf unterschiedliche tektonische Beanspruchung infolge unterschiedlicher Lithologie zurückzuführen sein. Von Profil zu Profil sind grössere Abweichungen festzustellen: Bei vielen Profilen liegen die IK-Werte im Probendurchschnitt bei 0,9°: Profile TS, PP, WA, VS und SI. Einen Wert zwischen 0,9° und 1,1° haben die Profile RP, TW, RA und LE. Diesen Lokalitäten mit einer Illit-Kristallinität, die zum schwachen bis mittleren Diagenese-Bereich gehört, stehen 4 Profile gegenüber, in denen der Illit bereits eine starke Diagenese anzeigt (DUNOYER, 1969 und 1970; KÜBLER, 1980): Profil AP mit 0,7°, FI mit 0,6°, FB mit 0,55° und CC mit 0,45°. Zwischen diesen beiden Profil-Gruppen steht mit einem Wert von 0,75°–0,8° das Profil DL.

Unter Berücksichtigung der tektonischen Stellung der Profile ergibt sich folgendes Bild: Einerseits weisen die beiden stark tektonisierten und durch grössere Überlast geprägten Profile AP und FB aus dem Raum Sargans eine bessere Illitkristallinität auf, zunehmend gegen Südosten. Dieselbe Tendenz zum Übergang in die Anchimetamorphose in dieser Region konnte auch BRIEGEL (1972)

feststellen. Im Urnersee-Gebiet belegte BREITSCHMID (1982) ein Absinken der IK-Werte von der Drusberg-Decke (Diagenesebereich) zur südlichen Axen-Decke (Anchimetamorphose). Vgl. dazu auch FREY et al. 1980. Trendmässig lässt sich dieselbe Entwicklung auch in den hier untersuchten Proben der Glarner Alpen feststellen: Die Illite im Profil DL der Axen-Decke weisen eine etwas geringere Halbwertsbreite auf als die Proben des Profils PP aus der Drusberg-Decke. Die Profile der Glarner Decke (CC) und der Mürtschen-Decke (FI) liegen schon im Übergangsbereich zwischen Diagenese und Anchimetamorphose (vgl. auch KÜBLER et al., 1974; FREY, 1969).

Zur quantitativen Auswertung

Nach Abzug der Kaolinit- und Chlorit-Anteile vom gesamten Tonmineralgehalt verbleiben der Illit und die Wechsellagerungs-Minerale. Das quantitative Verhältnis dieser beiden Minerale ist bestimmbar durch den Peakhöhen-Vergleich zwischen der Glyzerin-Aufnahme und der Aufnahme nach Erhitzen auf 400 °C (LIPPMANN, 1960). Als Referenzpeak konnte der (001)-Reflex von Kaolinit verwendet werden. Bei einigen Proben gingen durch die Erhitzung nicht sämtliche Wechsellagerungs-Minerale auf den 10-Å-Reflex zurück, es verblieben kleine, breite Restpeaks im Bereich über 18 Å (vgl. Tafel 3, Probe RP5). In der Auswertung wurde diese reliktische Peak-Fläche der nicht ganz geschlossenen Wechselschicht-Minerale berücksichtigt: Deren diffuse (001)- und (002)-Reflexe wurden flächenmässig mit einem Faktor 0,3–0,4 gewichtet (Anstieg der Hintergrundlinie, schwächere (002)-Reflexe, vgl. nächster Abschnitt). Auf diese Weise konnten der Illit und die Wechsellagerungs-Minerale quantitativ bestimmt werden. Zur Kontrolle bot sich die Methode des Peak-Vergleichs vom doppelt gewichteten Illit (001)-Reflex mit dem Chlorit (001)-Reflex an (SCHÜLE, 1974; SCHLENKER, 1971). Dabei ist der Chlorit quantitativ zwar gut bestimmt (Abschnitt C), jedoch in seinem (001)-Reflex oft durch die Reflexe der Wechsellagerungs-Minerale teilweise verdeckt.

B Wechsellagerungs-Minerale (ML)

Die Wechsellagerungs-Minerale (Mixed-layer-Minerale, abgekürzt ML) sind in 35 der 55 analysierten Proben das eindeutig häufigste Tonmineral, in weiteren 11 Proben ist es etwa gleich häufig wie der Illit. Der ML-Anteil liegt meistens bei etwa 50% aller Tonminerale. In karbonatreicheren Proben kommen etwas höhere Gehalte vor. In marinen mesozoischen Sedimenten mit mergeliger Lithologie sind durchaus grössere Mengen von ML zu erwarten (WEAVER, 1956, BAUSCH, 1980). Bei den angetroffenen ML handelt es sich überwiegend um unregelmässige Wechsellagerungen von Illit und Smektit (Montmorillonit). Die innerkristalline Quellfähigkeit der ML ist abhängig vom Illit-Anteil

und kann aus der Verschiebung der (001)- und (002)-Reflexe nach Einlagerung organischer Substanzen kontrolliert werden (JOHNS et al., 1954; JOHNS & KURZWEIL, 1979). Bei regelmässiger Schichtanordnung ist die Berechnung des Illit-Anteils relativ gut möglich (MAC EWAN et al., 1961). Bei unregelmässiger Verteilung der Schichtkomponenten gibt die Lage des Reflexionsmaximums zwischen 10 und 17 Å eine Berechnungsbasis (REYNOLDS, 1967; REYNOLDS & HOWER, 1970). Die Zusammensetzung der ML ändert von Profil zu Profil, aber auch zwischen Proben desselben Profils. Theoretisch sind neben einer Wechsellagerung von Illit und Smektiten auch ML der Zusammensetzung Illit-Chlorit oder Smektite-Chlorit, oder eine ternäre Wechsellagerung aller drei Minerale möglich. Aus dem Vergleich der verschiedenen Aufnahmearten einer Probe (luftgetrocknet, mit Einlagerung, nach Erhitzung) geht hervor, dass Chloritschichten grösstenteils nicht vertreten sind, insbesondere keine regelmässigen ML mit Chloritlagen. In Proben, deren Diffraktogramme nach Erhitzung noch reliktische, diffuse Peakflächen im Bereich ‹5° (2θ) aufweisen, können diese Reflexe zum Teil von ternären oder unregelmässigen chlorithaltigen ML stammen (Tafel 3, TS7, WA2). Die Hauptmasse der ML besteht aus unregelmässigen Illit-Smektit-Wechsellagerungen, die mehr oder weniger diffuse Reflexe im Bereich zwischen 10,5 Å und 40 Å bewirken (nat. Aufn., luftgetrocknet). Durch die Glyzerin-Einlagerung werden diese (001)- und (002)-Reflexe in Richtung höherer d-Werte verschoben; diese Verschiebung wird noch ausgeprägter bei der Einlagerung grösserer Moleküle wie C16-N-Form. (Tafel 3). Dabei treten die mineralogischen Unterschiede von Probe zu Probe verstärkt hervor, weil eine partiell vorhandene Ordnung der ML durch die regelmässige Spreizung besser sichtbar gemacht wird. Das hier verwendete Einlagerungsverfahren ist ähnlich wie bei WEISS & LAGALY, 1967 (bzw. LAGALY & WEISS, 1970) beschrieben, an Stelle von Chloriden wurden Formiate verwendet. Bei regelmässiger Wechsellagerung kann eine integrale Serie von Basisreflexen beobachtet werden, insbesondere (001)- und (002)-Reflexe. Die meisten Proben führen kleine Mengen von regelmässigen ML, z. B. 1:2- und 2:3-Wechsellagerungen von Illit : Smektit. Seltener treten allevarditische ML auf (regelmässige 1:1-Wechsellagerung; vgl. Tafel 3, Proben PP7 und RP5). Auf die quantitative Analyse mittels Röntgenbeugung wurde im vorangehenden Abschnitt (Illit) eingegangen.

Zusammenfassend kann die Dominanz der unregelmässigen ML (Illit-Smektit) hervorgehoben werden, wobei alle Übergänge von illitreichen bis zu smektitischen ML vorkommen. Auch ist die Variation in der mineralogischen Zusammensetzung von Probe zu Probe bedeutend. Trendmässig kann beobachtet werden, dass der (001)-Reflex der regelmässigen ML (Maximum meist zwischen 1,8° und 2,8° 2θ) bei der Einlagerung von C16-N-Form. um so breiter wird, je mehr ML das Tonmineralspektrum enthält.

Auf systematische Änderungen des Anteils der ML im Tonmineralspektrum wird in den Kapiteln VII und VIII eingegangen.

C Chlorit und Sudoit

Chlorit ist in allen Proben vertreten, meist mit einem Anteil von etwa 4–8% der Tonfraktion. Zur quantitativen Abschätzung des Chlorit-Anteils dienten Peakflächen-Vergleiche: Der Chlorit-Reflex (002) wurde dabei mit dem des Kaolinit (001) verglichen. Versuche mit einer 2-Komponenten-Mischreihe (Kaolinit und eisenarmer Chlorit) ergaben, dass bei der Berechnung der Chlorit-Reflex mit einem Faktor von etwa 1,2 bis 1,3 stärker gewichtet werden muss (Erfahrungswert). Der Kaolinit-Gehalt ist durch die Messung mit Infrarot-Spektroskopie bekannt.

Es liegt durchwegs ein gut kristallisierter Chlorit vor, mit scharfen Basisreflexen. In den Diffraktogrammen erscheint der Chlorit deutlich vom Kaolinit getrennt (Tafel 3, PP7, RP5). Dies lässt eine qualitative Aussage über das Mg:Fe-Verhältnis im Chlorit zu: es muss sich um einen relativ eisenarmen Chlorit handeln. Eisenreiche Chlorite wurden in keiner Probe gefunden. Die oft angewandte Fe:Mg-Bestimmungsmethode für Chlorit mittels Peakhöhen-Vergleich der Reflexe (002) und (003) wurde hier nicht berücksichtigt, weil das Resultat bei Anwesenheit von Sudoit verfälscht wird (Lit. in BRINDLEY & BROWN, 1980).

Sudoit (ein dioktaedrischer Chlorit) wurde in etwa jeder dritten Probe gefunden, jeweils in untergeordneten Mengen. Vom trioktaedrischen Chlorit ist er durch den im Verhältnis zum (004)- und (002)-Reflex verstärkten (003)-Peak zu unterscheiden (SUDO & SHIMODA, 1978). Er kommt besonders in karbonatreicher Umgebung vor (dünne Mergellagen in dickschichtigen Kalklagen). Die wahrscheinlichste Erklärung dafür wäre eine verstärkte Umwandlung von Kaolinit in Sudoit durch diagenetische Prozesse. Sudoit-Bildungen während und unmittelbar nach der Einsedimentation wurden in der Literatur öfters beschrieben, Voraussetzung dafür sind alkalisches Milieu und genügend freies Mg. Beide Bedingungen scheinen besonders in Umgebung von karbonatreichen Mergeln vorhanden gewesen zu sein (Kapitel VIII.3 und VII.3&6). Bei der quantitativen Auswertung wurde der Sudoit mit dem Chlorit zusammengefasst.

D Kaolinit

Kaolinit ist in den meisten Proben vorhanden, gewöhnlich mit etwa 3–7% Tonmineralanteil. In den Vitznau-Mergeln ist er stets vertreten, mit Ausnahme von anchimetamorphen Proben sowie solchen aus dem unmittelbaren Bereich von Deckenüberschiebungen. Im Diffraktogramm erscheint der Kaolinit mit ausgesprochen scharfen Basis-Reflexen (001) und (002). Es handelt sich um relativ gut kristallisierten Kaolinit, dies zeigten auch die Aufnahmen mit Infrarot-Spektroskopie (Tafel 3 und Fig. 4). Für die quantitative Analyse konnten

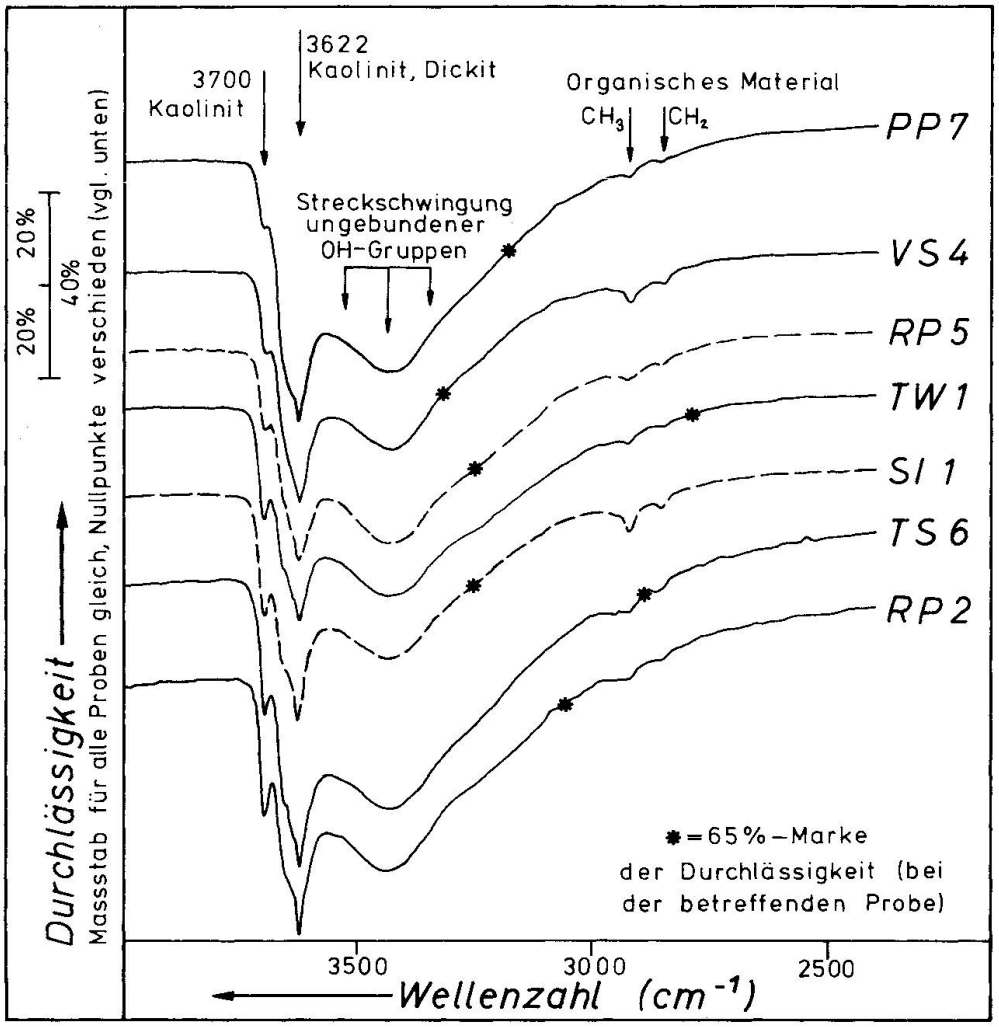


Fig. 4 Spektrogramme von 7 Infrarot-Aufnahmen (vgl. Text Seite 384). Die scharfe, schmale Spitze des Absorptionsbandes bei 3622 W./cm charakterisiert sowohl den Dickit als auch gut kristallisierten Kaolinit. Häufig ist er nur schwach oder kaum ausgebildet (Proben VS4, TW1), teilweise aber sehr deutlich (z. B. bei RP2).

die röntgenographischen Ergebnisse ergänzt werden durch sehr genaue Bestimmungen mittels Infrarot-Spektroskopie (Kapitel IV.1). Herkunftsmässig muss der Kaolinit in diesen unmetamorphen Proben als detritisches Tonmineral beurteilt werden. Auf das mögliche Vorkommen von Dickit wird auf Seite 384 eingegangen; dieses Mineral wird als Indikator für schwache Diagenese betrachtet (DUNOYER, 1970; KÜBLER et al., 1979). Bei quantitativen Angaben wurde der Dickit mit dem Kaolinit zusammengefasst («Kandite»).

E Übrige Tonminerale

Smektite (Montmorillonit-Gruppe)

In ganz wenigen Proben konnte Smektit in deutlichen Mengen (einige %) nachgewiesen werden, am häufigsten ist er in Probe TS11. Viel Smektit ist schon deshalb nicht zu erwarten, weil dieser in salinarem Milieu schnell zu ML-Mineralen weiterreagieren kann.

Der heute oft auch in die Smektit-Gruppe gestellte Glaukonit (ODIN & MATTER, 1981) konnte nicht nachgewiesen werden, obwohl er in der höheren Unterkreide des Helvetikums häufig vorkommt (FUNK, 1971, HALDIMANN, 1977).

Auch der Vermiculit fehlt.

Quellfähige chlorithaltige Tonminerale

Wie im Abschnitt B erwähnt wurde, besteht die Möglichkeit, dass in vereinzelten Proben geringe Mengen von chloritischen ML-Mineralen vorkommen (SCHEFFER & SCHACHTSCHABEL, 1976). Daneben zeigten einige Proben in den mit Glyzerin behandelten Präparaten schwache Corrensit-Reflexe, diese liegen jedoch an der Nachweisbarkeitsgrenze. Corrensit wäre in grösseren Mengen auch nicht zu erwarten, wenn das mögliche Liefergestein des Tonmineraldetritus (vgl. Kapitel IX) dieses Mineral führt: Untersuchungen im Einzugsgebiet des Neckar zeigten eine völlige Instabilität des Corrensites bei einer Umlagerung über kurze Distanz im Süsswasserbereich (ABADIAN, 1976). Tosudit konnte ebenfalls nicht nachgewiesen werden.

Glimmer

Der feine Hydro-Muscovit (röntgenographisch Illit) ist von Verwitterungsspuren gezeichnet: Kaliumdefizit, smektitische Zwischenlagen, vgl. Abschnitt 2.A. Die den Tonmineralen entsprechenden grobkörnigen Schichtgittersilikate, wie Biotit, Muscovit, Pyrophyllit und Talk, wurden nicht gefunden.

IV Thermoanalytische Untersuchungen und Infrarot-Spektroskopie

Die Thermoanalysen (DTA, DTG, TG, parallelgeschaltetes Massenspektrometer) wurden mit einem Mettler-Thermoanalyzer TA1 durchgeführt. Einerseits wurden 6 Gesamtgesteinsproben analysiert: je 1 Aufnahme in Luft-Atmosphäre (Temp. 25°C–850°C) und 1 Aufnahme in CO_2-Atmosphäre (Temp. 500°C–1000°C, zur Karbonatanalyse). Anderseits wurde von 6 weiteren Proben die Tonfraktion analysiert (in Luft-Atmosphäre, Temp. 25°C–1000°C), um insbesondere die Pyritkristallinität, die qualitative Zusammensetzung des organ. Kohlenstoffs sowie die Adsorption von Wasser durch die Tonminerale zu untersuchen.

Alle Proben, die gemäss Diffraktogramm eindeutig Kaolinit enthalten, wurden für eine Infrarot-Spektroskopiemessung aufbereitet (Aufnahme mit einem Weitbereichs-Gitter-IR-Spektrophotometer). Für die einzelnen Gesteinskomponenten ergaben diese beiden Untersuchungsmethoden folgende Ergebnisse:

1. KAOLINIT

Von 38 im Infrarot-Spektroskopieverfahren gemessenen Tonfraktionen wiesen 12 einen Kaolingehalt von über 5% auf. Diese Proben wurden als Eichwerte verwendet, um in Proben mit sehr geringen Kaolinitgehalten durch Peakflächenvergleiche in den Röntgen-Diffraktogrammen eine quantitative Bestimmung durchzuführen. Die IR-Spektroskopie lieferte auch für Proben mit Kaolinit-Gehalten zwischen 3% und 5% genaue Resultate; bei den übrigen Proben wurde die Auswertung nach der vorhin beschriebenen Art im Diffraktogramm vorgenommen.

Messverfahren

Die Probensubstanz (1 mg Tonfraktion) wurde mit 300 mg KBr vermischt und zu einer Pille gepresst.

Berechnungsmethode: Nach der Formel $E = \log \frac{I_0}{I}$ für I_0 bei 3800 Wellenzahl/cm, und I bei 3700 Wellenzahl/cm wurde der Prozentwert für Kaolinit berechnet (bezogen auf das Einwägegewicht). Korrekturen für den bei der Pillenherstellung aufgetretene Substanzverlust sowie für die exakte Tonmineralkonzentration in der Pille ergeben den effektiven Kaolinitgehalt (FLEHMING & KURZE, 1973). Genauigkeit: Doppelmessungen (2 Pillen derselben Probe) ergaben minimale Abweichungen (Schwankungsbereich von etwa ± 6%).

Einige wichtige Messkurven (Spektrogramme) sind in Fig. 4 aufgezeichnet. Die Unterscheidung von Kaolinit und Dickit basiert auf dem verstärkt auftretenden Peak des Dickits bei 3622 Wellenz./cm. Er ist scharf ausgeprägt, was ein Zeichen ist sowohl für gut kristallisierten Kaolinit als auch für Dickit. In mehreren Proben dürfte neben Kaolinit auch etwas Dickit vorhanden sein, vor allem in Proben aus dem unteren Teil der Vitznau-Mergel. Der scharf ausgeprägte Peak bei 3622 Wellenz./cm wird hintergrundmässig überlagert vom breiten Peak der Minerale Illit und Smektit (bzw. ML-Minerale), dies beeinträchtigt eine genaue Unterscheidung von Dickit und Kaolinit. Diese breite Absorption der Wechsellagerungs-Minerale interferiert aber mit dem Peak bei 3700 Wellenz./cm nicht mehr, so dass die quantitative Gesamtanalyse nicht beeinträchtigt wird.

2. KARBONATE

Für die Bestimmung der in Kapitel V.1 beschriebenen Karbonate lieferte die Thermoanalyse qualitative und semiquantitative Resultate. Die verschiedenen Zersetzungstemperaturen der eisen- und magnesiumhaltigen Karbonate erlaubten die Unterscheidung von Dolomit, Ankerit, Siderit und Mg-Calcit. Mit der Auswertung der Gewichtsverlustkurven sowie der Verlustkurven der Gaskomponenten konnten auch semiquantitative Ergebnisse gewonnen werden (Kapitel V.1).

3. ÜBRIGE SUBSTANZEN

A Illit und Wechsellagerungs-Minerale

Die Messungen mit der Infrarot-Spektroskopie wie auch die Thermoanalyse ergaben bezüglich der Wasseradsorption dieser Minerale die gleichen Resultate wie schon die Röntgenbeugung. Die adsorptionsfähigen ML-Minerale zeigten im Spektrogramm Entwässerungserscheinungen; die entsprechenden Entwässerungen sind typisch für Wechsellagerungs-Minerale mit einem inkonstanten Verhältnis Illitschichten : Smektitschichten.

B Eisensulfide

Die Thermoanalyse ergab eine Zersetzungstemperatur der Sulfide zwischen 440 °C und 520 °C. Danach handelt es sich um gut kristallisierten Pyrit, der noch keine Anzeichen einer Metamorphose zeigt. Markasit ist nicht vorhanden, zumindest nicht in den mergeligen Gesteinen.

C Organischer Kohlenstoff

Die Zersetzungstemperaturen bei der Thermoanalyse geben Hinweise auf den Inkohlungsgrad und die Art der organischen Substanzen. Die Zersetzungstemperatur (Oxidation) des organ. Kohlenstoffs (vorwiegend inkohlte Stücke in Siltfraktion, vgl. Kapitel VI.2) von 550 °C zeigt, dass keine jungen kohligen Substanzen im Probenmaterial sind und dass die inkohlten Stücke in bereits verkohltem Zustand einsedimentiert wurden (z. B. als Brandreste in Form von Fusit). Solche inkohlte Partikeln mussten schon bei ihrer Einsedimentation einen hohen Inkohlungsgrad aufgewiesen haben, denn die geringe Illit-Kristallinität der untersuchten Proben schliesst eine hohe Inkohlung durch die alpine Orogenese aus. Vgl. dazu auch Kapitel VI.2.

V Karbonate und Quarz

1. KARBONATE

Das Karbonat kommt im ganzen Untersuchungsgebiet überwiegend in Form von Calcit vor. In der küstennahen Ablagerungszone (vgl. Fig. 2) bildeten sich auch dünne Lagen eines Karbonatgemisches aus Calcit, Dolomit und Ankerit. Zudem enthalten die Mergel dort Mg-Calcit. Siderit kommt sehr selten und nur in Spuren vor.

Die Untersuchung der Kalklagen (Faziesanalyse) erfolgte in erster Linie durch die Auswertung von ca. 900 Dünnschliffen; darauf wird in dieser Arbeit nicht explizit eingegangen (vgl. BURGER & STRASSER, 1981 sowie BURGER, in Vorb.). Wie die Daten in Tafel 1 und 2 zeigen, setzen sich die Mer-

gelbänke im Durchschnitt etwa zur Hälfte aus Karbonat und zu je einem Viertel aus Quarz und aus Tonmineralen zusammen. Die Karbonatgehalte wurden durch Weglösen mit Essigsäure bestimmt (Gewichtsmessung).

A Calcit und Mg-Calcit

Der Calcit ist in allen drei untersuchten Formationen (auch in den Mergelbänken) das dominierende Mineral, sedimentpetrographisch aber wenig aussagekräftig. Röntgenaufnahmen sowie Thermoanalysen (Kapitel IV) von Gesamtgesteins-Proben ergaben, dass vor allem im nördlichen und mittleren Ablagerungsraum neben reinem Calcit auch Magnesium-Calcit vorkommt (in Mergelproben). Der durch meteorische Verwitterungseinflüsse sehr schnell zerstörbare Mg-Calcit wird bevorzugt in reduzierend-alkalischem Milieu konserviert. Dieses war im vorliegenden Fall für den noch unverfestigten Mergel meistens gegeben (Kapitel VIII und VI); auch die zur Erhaltung des Mg-Calcites notwendigen Tonminerale waren vorhanden. Die Zusammensetzung des Mg-Calcites kann durch den Reflexionswinkel von (104) bestimmt werden, dadurch ergab sich ein Gehalt von 17 bis 18 Mol-% $MgCO_3$ im Mg-Calcit. Diese Zusammensetzung lässt auf eine Herkunft von Kalkalgen schliessen (LIPPMANN, 1973). Identifizierbare Kalkalgen finden sich häufig in Dünnschliffen von Kalkbänken, so dass die Erhaltung feiner Trümmer von Kalkalgen im tonhaltigen Sediment bei reduzierendem Milieu zu erwarten ist. Der Mengenanteil des Mg-Calcits beträgt nicht mehr als einige Prozent.

B Dolomit und Ankerit

In den Gesteinen des küstennahen Ablagerungsraumes ist häufig ein gelbbraun anwitterndes Karbonatgemisch zu sehen, das im Sediment lagige Bänder, Taschen und Linsen bildet. Dieses Karbonatgemisch kommt vereinzelt auch in Mergeln vor. Röntgenographische und thermoanalytische (Kapitel IV) Resultate ergaben folgende Analyse: Gemenge von Calcit, Dolomit, Ankerit, Dolomit mit Mg-Defizit sowie Ankerit mit schwachem Fe-Gehalt bei gleichzeitigem Mg-Defizit. Vorherrschend sind dabei neben Calcit die Minerale der Ankerit-Dolomit-Mischreihe. Die Bildung dieses feinkörnigen Karbonatgemisches erfolgte frühdiagenetisch in untiefem, reduzierendem und alkalischem Sedimentmilieu (Kapitel VIII).

2. QUARZ

Der detritische Quarz ist ein bedeutender Bestandteil in den Mergelserien aller drei Formationen. Er liegt hauptsächlich in der Silt-Fraktion vor (vgl. Ta-

feln 1 und 2, linke Seiten). Diese Silte lassen sich in ihrem Korngrössenspektrum (∅ meist zwischen 4 und 40 μ) deutlich vom unimodalen Feinsand (∅ 80–120 μ) unterscheiden. Während die Silt-Fraktion mengenmässig an die mergeligen Gesteinslagen gebunden ist, konzentrieren sich die Feinsandlagen stratigraphisch auf gewisse Horizonte (Vitznau-Mergel und Untere Öhrli-Mergel). Im Gegensatz zum Silt kann der Feinsand auch in Kalkbänken in grösseren Mengen vorkommen.

A Silt-Fraktion

In den Mergelproben ist der Silt-Anteil jeweils ähnlich hoch wie der Tonmineralgehalt (Fig. 7). Die Korngrösse der Siltfraktion liegt für den gesamten Schelfbereich gleichmässig in der feinkörnigen Hälfte des Siltspektrums. Dies geht aus Aufnahmen mit dem Scanning-Elektronenmikroskop hervor, die von allen 55 mineralogisch untersuchten Proben angefertigt wurden. Diese Aufnahmen zeigen eckige, unregelmässige Quarzkörner, mit wenig Lösungsstrukturen oder oberflächlichen Anwachsungen. Ergänzende Aufnahmen im Kathodolumineszenz-Mikroskop bestätigte die überwiegend detritische Herkunft des Siltes (vorwiegend metamorpher Quarz, untergeordnet plutonischer Quarz sowie ganz wenig autigener Quarz).

B Sand-Fraktion

Die erwähnte Bindung der Feinsandlagen an bestimmte stratigraphische Horizonte ist in BURGER & STRASSER (1981) beschrieben. Bedeutende Mengen Feinsand (20–40 Vol.-%) kommen nur in den Sandschüttungsbänken der Vitznau-Mergel vor (Fig. 5). Das Korngrössenspektrum ist gut sortiert, dies auch in jenen Fällen, wo dem Feinsand erheblich grössere detritische Karbonatkörner beigemengt sind.

Die Korngrösse nimmt vom nördlichen (küstennahen) Ablagerungsbereich (∅ 90–130 μ) zum südlichen (∅ 70–100 μ) kontinuierlich ab. Es handelt sich um sehr reife Sande (fast völlig feldspatfrei, reifes Schwemineralspektrum). In polarisiertem Licht zeigen die Quarzkörner meist eine undulöse Auslöschung; diese Eigenschaft hatten die Körner schon bei ihrer Einbettung ins Sediment, wie aus dem Zustand der übrigen Gesteinskomponenten hervorgeht. Zur Abklärung der Frage nach der Herkunft dieses Feinsandes wurden Proben von Sandschüttungen aus allen Schelfregionen mit dem Kathodolumineszenz-Mikroskop untersucht (durchgeführt von Dr. K. RAMSEYER, Univ. Bern). Dabei ergab sich, dass die Sandkörner grösstenteils (75–90%) aus metamorphem Quarz und nur zu einem geringen Teil aus plutonischem Quarz bestehen. (Unterscheidung zwischen metamorphem und plutonischem Quarz vgl. ZINKERNAGEL, 1978).

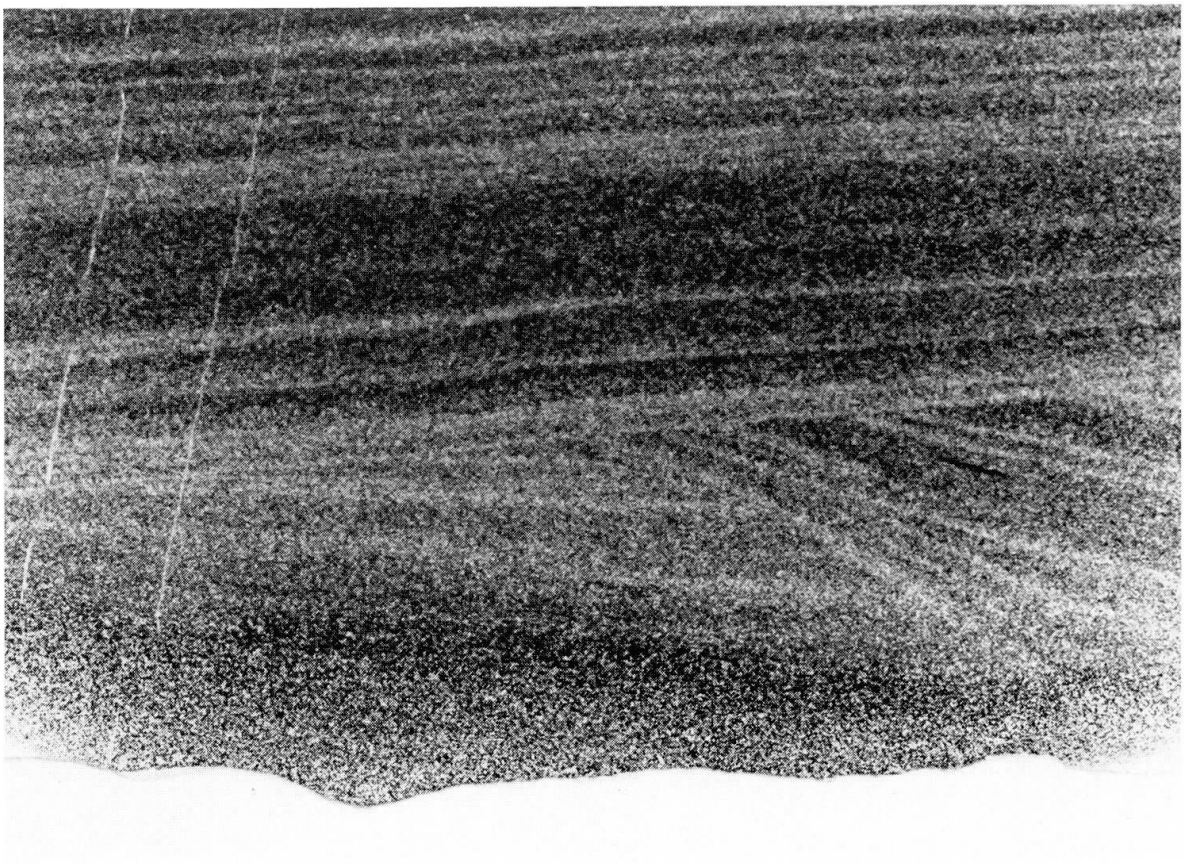


Fig. 5 Basis einer Sandschüttung von Quarz und Karbonattrümmern im mittleren Teil der Vitznau-Mergel, Profil DL. Dünnschliffbild, Vergrösserung x2. In die weiche Mergelunterlage wurde zuerst ein basales Mikrorelief gegraben (gewellter unterer Rand), darüber folgte die erste feinlaminierte Schicht. Diese wurde von einer Rinnenstruktur abgeschnitten (rechts) und anschliessend von einer zweiten feinlaminierten Schicht überlagert (obere Bildhälfte).

Die Sandkörner sind fast ausnahmslos ohne Rundung. Randliche Anwachsungen und Lösungen sind selten, autigener Quarz in der Sandfraktion sehr selten (grössere autigene Körner, mit idiomorpher Ausbildung, auch Doppelender).

C Akzessorische Minerale in sandreichen Schichten

Zusammen mit dem Feinsand treten immer auch Schwereminerale auf, mit einem Durchmesserspektrum im Übergangsbereich zwischen Sand- und Silt-Fraktion. Im reifen Schweremineralspektrum kommen Zirkon, Turmalin und Rutil häufig vor, während Staurolith, Spinell und Apatit selten sind; Granat fehlt fast völlig.

Zusammen mit grösseren Mengen von Quarzsand (insbesondere in Sandschüttungen) kommen auch eckige Phosphoritkörner vor (Sandfraktion). Diese Körner stammen von phosphoritisierten Fossilschalen in unverfestigtem Sedi-

ment, die nachfolgend durch Umlagerung zertrümmert und als feiner Detritus gemeinsam mit dem Quarzsand einsedimentiert wurden.

Detritischer Feldspat in Sandfraktion wurde nur vereinzelt angetroffen, vor allem im küstennahen Ablagerungsraum. Eine Diskussion der in diesem Kapitel angeführten Analyseresultate wird in den Kapiteln VIII und IX gegeben, zusammen mit den tonmineralogischen Resultaten.

VI Pyrit und organischer Kohlenstoff

1. PYRIT

In fast allen Gesteinsschichten der drei untersuchten Formationen ist Pyrit vorhanden, wobei dessen Konzentration beträchtlich schwankt. In den Mergeln beträgt der Pyritgehalt meistens 1-2%; in den Kalklagen ist er normalerweise nur halb so gross, mit Ausnahme der sandreichen Detritus-Kalke (3-6% Pyrit). Die quantitativen Ergebnisse sind in den Tafeln 1 und 2 festgehalten.

Untersuchungsmethoden

Für karbonatreiche Proben diente vor allem das Mikroskop (Dünnschliff und Erzanschliff) sowie das Binokular zur quantitativen und genetischen Untersuchung. Für Mergel wurden folgende Methoden angewandt: Zur quantitativen Pyritbestimmung wurden alle tonmineralogisch untersuchten Proben fraktionsweise nach dem Verfahren der coulometrisch-alkalimetrischen Titration (vorhergehende Verbrennung der Probe) untersucht (SIXTA, 1977). Als Messapparatur diente ein «Coulomat CS 701» (LANGE & BRUMSACK, 1977). Zur Untersuchung der Kornbegrenzung wurden von allen entkarbonatisierten Siltfraktionen Bilder mit dem Scanning-EM angefertigt, dies erlaubt Rückschlüsse auf Genese und Diagenese. Die qualitative Pyrituntersuchung mittels Thermoanalyse wurde in Kapitel IV dargelegt.

Der im Mergel fein verteilte Pyrit entstand grösstenteils frühdiagenetisch durch Sulfatreduktion (BERNER, 1970) in einem sauerstoffarmen und meistens oberflächennahen Sedimentmilieu (Kapitel VIII). Spätdiagenetische Pyritkonzentrationen kommen seltener vor. Während der Pyrit in Kalklagen meistens unregelmässige Formen bildet (Hohlraumfüllungen, Anreicherung in Stylolithen), nimmt er im Mergel mehrere typische Formen an: einerseits Framboidalkügelchen (∅ 5-25 μ) und grössere Kornaggregate (∅ 15-100 μ), und anderseits kleinste Oktaederchen (∅ 3-6 μ). Einige im Scanning-EM durchgeführte EDAX-Kontrollen (Element-Analyse) bestätigten, dass auch diese feinsten Oktaederchen (Fig. 6) aus Pyrit bestehen. Ein Teil dieser im Mergel häufigen Oktaeder kann auch Hauerit (MnS_2) sein, der ebenfalls frühdiagenetisch in reduzierendem Milieu entstehen kann und Oktaederformen bildet.

Im Gegensatz zu diesen feinkörnigen Pyriten der Mergel kommen im Kalk und Sandkalk auch grosse Formen vor (∅ bis mehrere mm). Ein sehr interessantes Phänomen ist in den sandreichen Schüttungsbänken zu sehen: Einige der

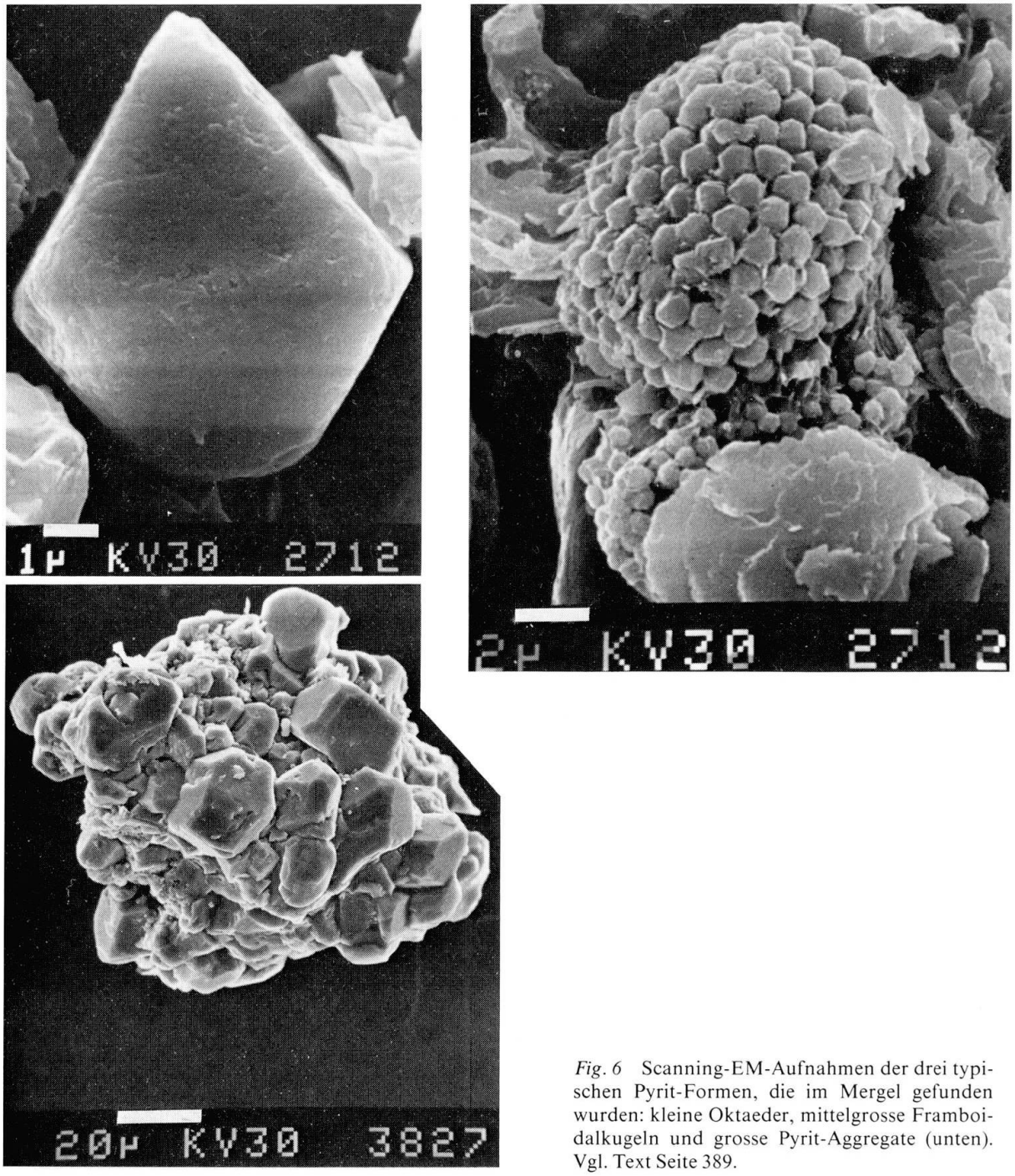


Fig. 6 Scanning-EM-Aufnahmen der drei typischen Pyrit-Formen, die im Mergel gefunden wurden: kleine Oktaeder, mittelgrosse Framboidalkugeln und grosse Pyrit-Aggregate (unten). Vgl. Text Seite 389.

Pyritkörner haben ein detritisches Aussehen. Diese gerundeten Körner zeigen im Dünnschliff (Auflicht) schmale Oxidationsringe und liegen in nächster Umgebung von autigenem, randlich völlig oxidationsfreiem Pyrit. Weitere Indizien (sedimentologischer Art), dass ein kleiner Teil des Pyrites in den Sandschüttungen resedimentären Charakter hat, wurden in BURGER & STRASSER, 1981, erwähnt. Wahrscheinlich wurden bei subaquatischen Umlagerungen von pyritreichen, mergeligen Lithoklasten über kurze Distanz nicht alle Pyrit-Aggregate

völlig oxidiert, so dass ein Teil der Pyritkörner wieder einsedimentiert wurde. Ein Teil dieses umgelagerten Pyrites scheint nach seiner Sedimentation von diagenetischen Anwachsungen umlagert worden zu sein, was den resedimentären Charakter verwischte.

2. ORGANISCHER KOHLENSTOFF, KOHLENWASSERSTOFFE

Die mergeligen Gesteinspartien, vor allem die Palfris-Formation, enthalten kleine Mengen von organischem Kohlenstoff (0,5–1 Gesteins-%). Es handelt sich um feine kohlige und kerogenartige Partikeln. Der Anteil steigt mit zunehmendem Tonmineralgehalt. Der organ. Kohlenstoff ist sowohl in der Tonfraktion (ca. 1,5–2%) als auch in der Siltfraktion (ca. 0,5–1%) vertreten.

Angewandte Untersuchungsmethoden

a) Für die quantitative Bestimmung des organ. Kohlenstoffs: Coulometrisch-alkalimetrische Titration nach vorhergehender Verbrennung der Probe (SIXTA, 1977, HERRMANN & KNACKE, 1973) mit einem «Coulomat CS 701» (Resultate in Tafel 1 und 2).
b) Für Kohlenwasserstoffe: Ölgehalts-Bestimmungen durch Erhitzen (vgl. nachstehend).
c) Thermoanalyse: Verbrennungstemperatur (Kapitel IV).
d) Silt und Feinsand: Abtrennung von inkohlten Pflanzenresten in alkoholischer Flüssigkeit (Schweretrennung von Quarz und Pyrit), zur optischen Untersuchung.

Weil die inkohlten Partikeln Bestandteile der nichtkarbonatischen Ton- und Siltfraktion sind, ist der Anteil an organischem Kohlenstoff im Gestein abhängig vom Tonmineralgehalt bzw. vom parallel dazu verlaufenden Siltgehalt. Der überwiegende Teil dieser inkohlten Teilchen dürfte als Pflanzenreste gemeinsam mit dem Quarz und dem Ton terrigen eingeschwemmt worden sein. Terrigene Einschwemmungen von Florenmaterial sind auch durch palynologische Untersuchungen belegt (PANTIĆ & BURGER, 1981).

Die Mergelbänke enthalten auch Kohlenwasserstoffe (Erdöl), in nennenswerten Mengen allerdings nur in der Palfris-Formation. Kohlenwasserstoff-Analysen[1] von an der Oberfläche gesammelten Proben aus dem Profil PP ergaben einen gewinnbaren Ölgehalt (Fischer Assay yield) von einigen Litern pro Tonne Gestein. In unverwittertem Gesteinsmaterial dürfte dieser Ölgehalt deutlich höher sein, noch höher in tonreicheren Lokalitäten des südlichsten Ablagerungsraumes. Auch beim Ausbruch des Seelisberg-Tunnels wurden in dieser Formation grössere Kohlenwasserstoffmengen gefunden (SCHNEIDER, 1976).

---

[1] Die 1979 durchgeführten Analysearbeiten übernahm in verdankenswerter Weise South. Pacific Pet., Sydney.

VII Vergleichende Gesamtgesteinsanalyse

Die Analysen-Resultate von 54 Proben wurden auf den Tafeln 1 und 2 dargestellt. Die nicht tabellierten Resultate der 55. Probe PP6 entsprechen etwa denen der Nachbarprobe PP7. Auf der rechten Tabellenseite (Tonmineralspektrum) wurde der Sudoit mit dem Chlorit zusammengefasst. Von allen Proben wurden Scanning-E.M.-Bilder der Silt-Fraktion angefertigt, um den Anteil an Tonmineralen in dieser Fraktion abzuschätzen. Er beträgt meistens zwischen 5 und 15% der Siltfraktion und ist in den Tafeln 1 und 2 in den Kreisdiagrammen unter «Tonminerale» enthalten. In den Tafeln wurden für Lokalitäten und stratigraphische Einheiten die selben Abkürzungen benutzt wie in Fig. 3, die auch die Entnahmestellen der Proben wiedergibt (Abkürzungsliste am Schluss des Textes). Die Tafeln 1 und 2 folgen auf den beiden nächsten Doppelseiten.

1. GENAUIGKEIT DER QUANTITATIVEN ANGABEN

Weil völlig unterschiedliche Mess- und Analyseverfahren angewandt wurden, ergeben sich für die einzelnen quantitativen Werte unterschiedliche Genauigkeiten. Während die Resultate auf den linken Seiten der Tafeln «Gesamtgesteinsanalyse I und II» genau sind (Fehlergrenzen zwischen 0,03 und 0,08), besitzt auf den rechten Tabellenseiten nur die Kaolinit-Angabe diese Genauigkeit. Die Werte für Chlorit sind mit ± 15–20% weniger exakt, diejenigen für Illit und Wechsellagerungs-Minerale ebenfalls (etwa ± 10–15%). Da für alle Proben das selbe Aufbereitungs-, Analyse- und Auswertungsverfahren angewandt wurde, sind die Probenanalysen gut miteinander vergleichbar.

2. QUANTITATIVE VERHÄLTNISSE ZWISCHEN KARBONAT, QUARZ UND TONMINERALEN

Die quantitativen Mengenverhältnisse dieser drei Mineralgruppen sind auf den linken Seiten der Tafeln 1 und 2 dargestellt (1. Kolonne und Kreisdiagramm). Abgesehen von Proben aus Sandschüttungsbänken (RP4 und RA1) gehört der Quarz ganz überwiegend zur Silt-Fraktion. Dieser feindetritische Quarz ist mengenmässig etwa gleich stark vertreten wie die Tonminerale. Bei Schwankungen des Karbonat: Nichtkarbonat-Verhältnisses von Probe zu Probe verläuft die Zu- oder Abnahme der Tonmineral- und Quarz-Gehalte gleichgerichtet und etwa gleich intensiv. Diese gleichmässig zueinander verlaufende Detrituszufuhr von Ton und Silt steht im Gegensatz zu den grossen Schwankungen im Sandgehalt. Während das Tonmineralspektrum vom Karbonatgehalt der Probe abhängig ist (dieses Kapitel 3. und 4.), bewirkt eine lokale Variation im Sandgehalt allein keine Änderung der Tonzusammensetzung (Proben RP3 und RP4).

3. KAOLINIT UND CHLORIT: SYSTEMATISCHE QUANTITATIVE ÄNDERUNGEN

Die Mengenanteile von Kaolinit und Chlorit zeigen innerhalb der Tonfraktion systematische Schwankungen in zweierlei Art: Einerseits ändern die Mengenverhältnisse innerhalb der Vitznau-Mergel vom Älteren zum Jüngeren, anderseits sieht man die selben Änderungen, wenn der Karbonatgehalt in benachbarten Proben stark variiert. Diese Konzentrationsschwankungen im Tonmineralspektrum verlaufen für die beiden Minerale entgegengesetzt (vgl. Tafeln 1 und 2). Diese Entwicklung ist in Fig. 7 am Beispiel der Profile Vitznauerstock (VS) und Thurschlucht (TS) graphisch dargestellt.

Mit steigendem Karbonatgehalt sinkt der Kaolinitanteil, während der Chloritanteil zunimmt. Sehr schön sichtbar wird dies bei eng beieinanderliegenden Probenpaaren (Fig. 7: Profil TS; aber auch Profil DL, Proben 5 und 6). Eine ähnliche Entwicklung geschieht innerhalb der stratigraphischen Abfolge der Vitznau-Mergel: Nach oben nimmt der Kaolinitgehalt ständig ab, während der Chloritanteil im Jüngeren zunimmt. Besonders gut sichtbar wird dieser Trend in Profilen mit viel Proben aus den Vitznau-Mergeln (Profile TS, RP, VS). Im folgenden Abschnitt VII.6 wird auf mögliche Ursachen dieser Änderungen eingegangen.

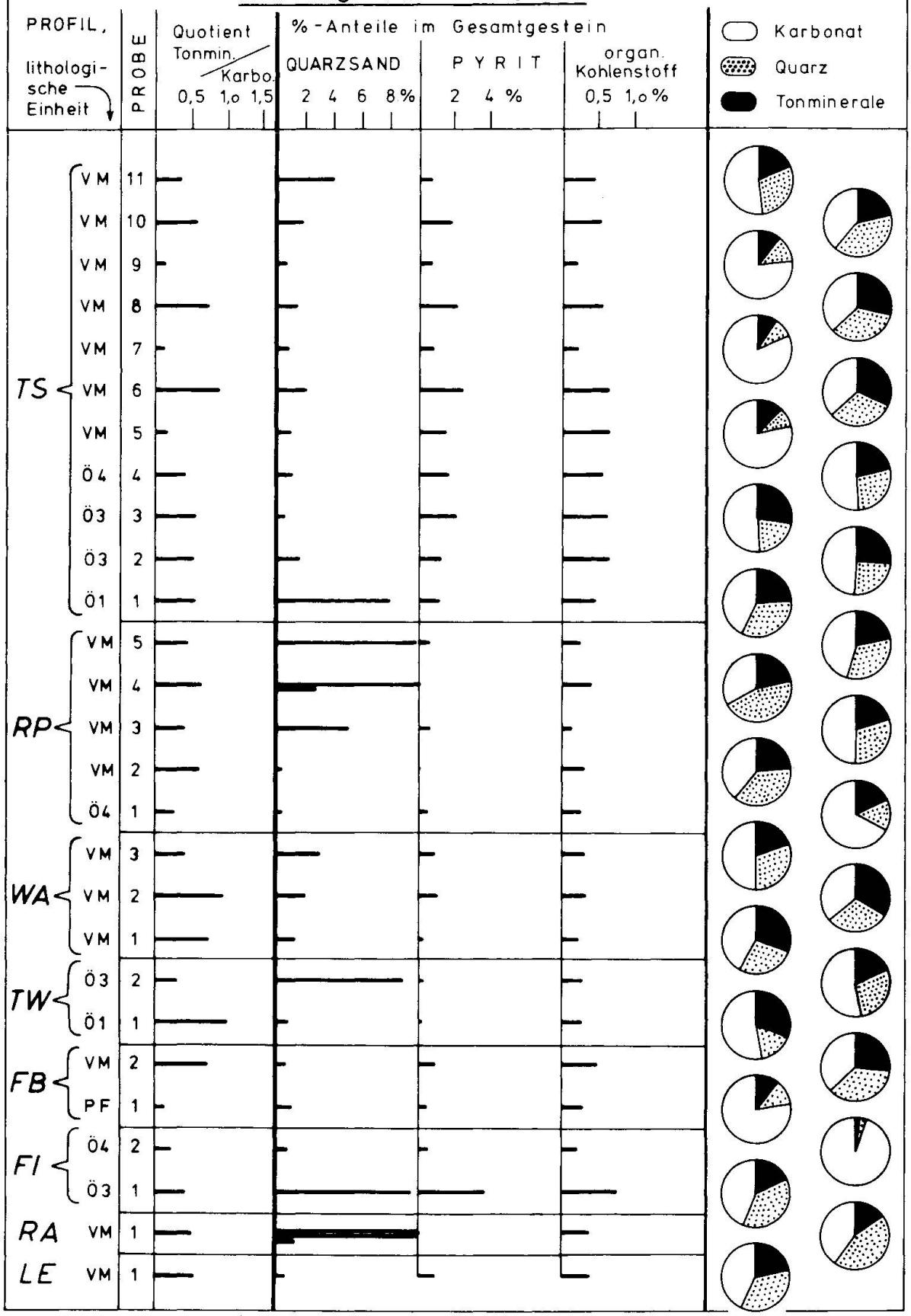
Im Schelfquerschnitt von Nord nach Süd ist trendmässig eine leichte Abnahme des Kaolinites, bei schwacher Zunahme des Chlorites, zu sehen. Bei Proben mit hoher Illitkristallinität (anchimetamorphe Zone sowie Proben aus dem Nahbereich einer Deckenüberschiebung) fehlt der Kaolinit, dafür ist mehr Chlorit vorhanden. Regional zeigen sich wenig Variationen: Der westliche Schelfabschnitt (Glarner und Schwyzer Alpen) führt etwas weniger Kaolinit als die Säntisregion. Eventuell ist dies eine Folge geringerer Überlast im Säntis-Gebiet.

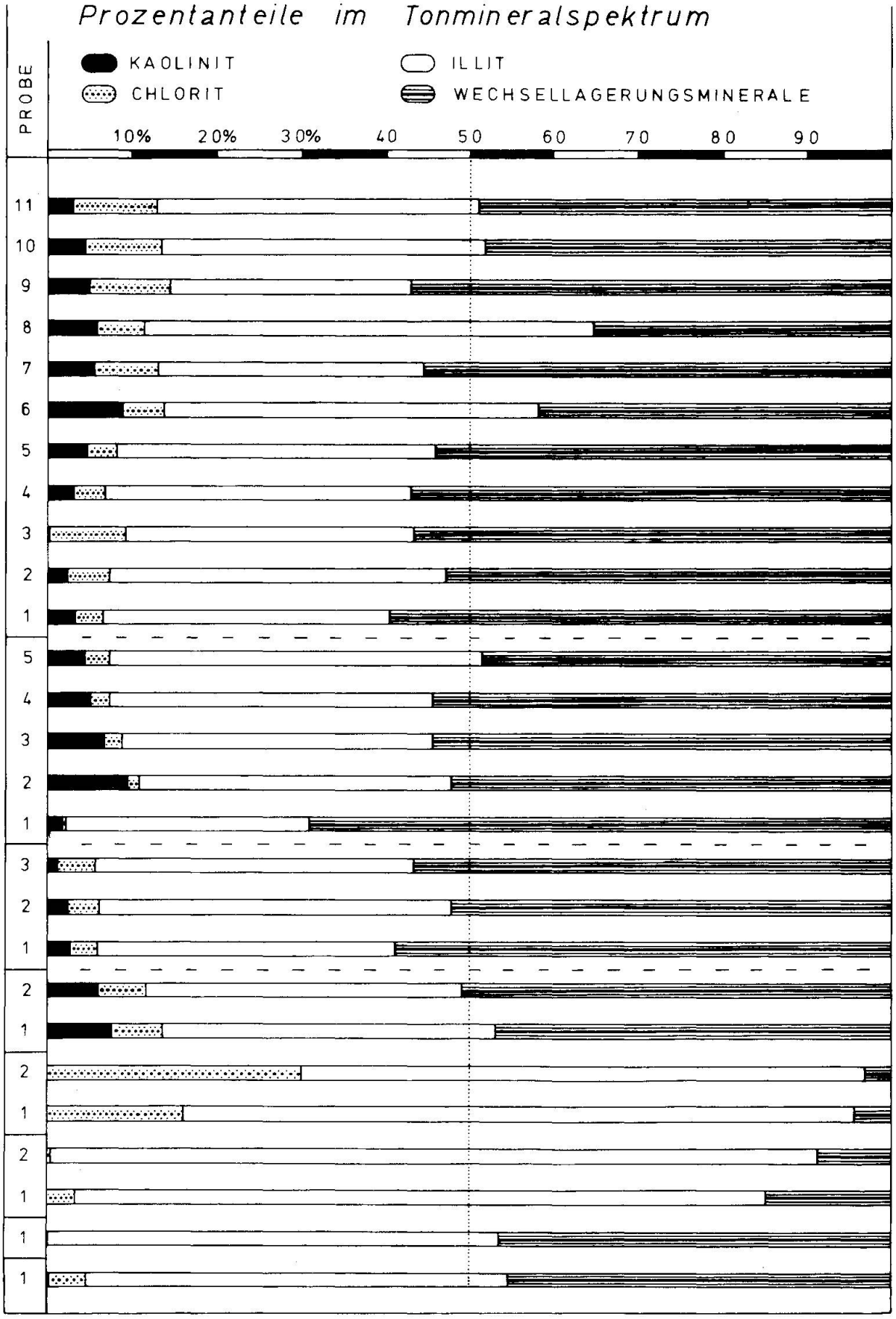
4. ILLIT UND WECHSELLAGERUNGS-MINERALE: ÄNDERUNGEN DER HÄUFIGKEIT UND DER MINERALOGIE

Während diese beiden Minerale innerhalb der stratigraphischen Abfolge keine Häufigkeitsänderungen aufweisen, wirken sich die Schwankungen des Karbonatgehaltes auf das Mengenverhältnis Illit : Wechsellagerungs-Minerale aus. Diese systematischen Änderungen sind weniger gross als die Schwankungen im Mengenverhältnis Kaolinit : Illit, bei benachbarten Proben mit verschiedenem Karbonatgehalt aber deutlich zu sehen (Fig. 7 sowie Probenpaare DL5&6 und PP2&3). Dabei ist der Illit-Anteil im Tonmineralspektrum in den karbonatreichen Proben tiefer; für die Wechsellagerungs-Minerale verhält es sich umgekehrt.

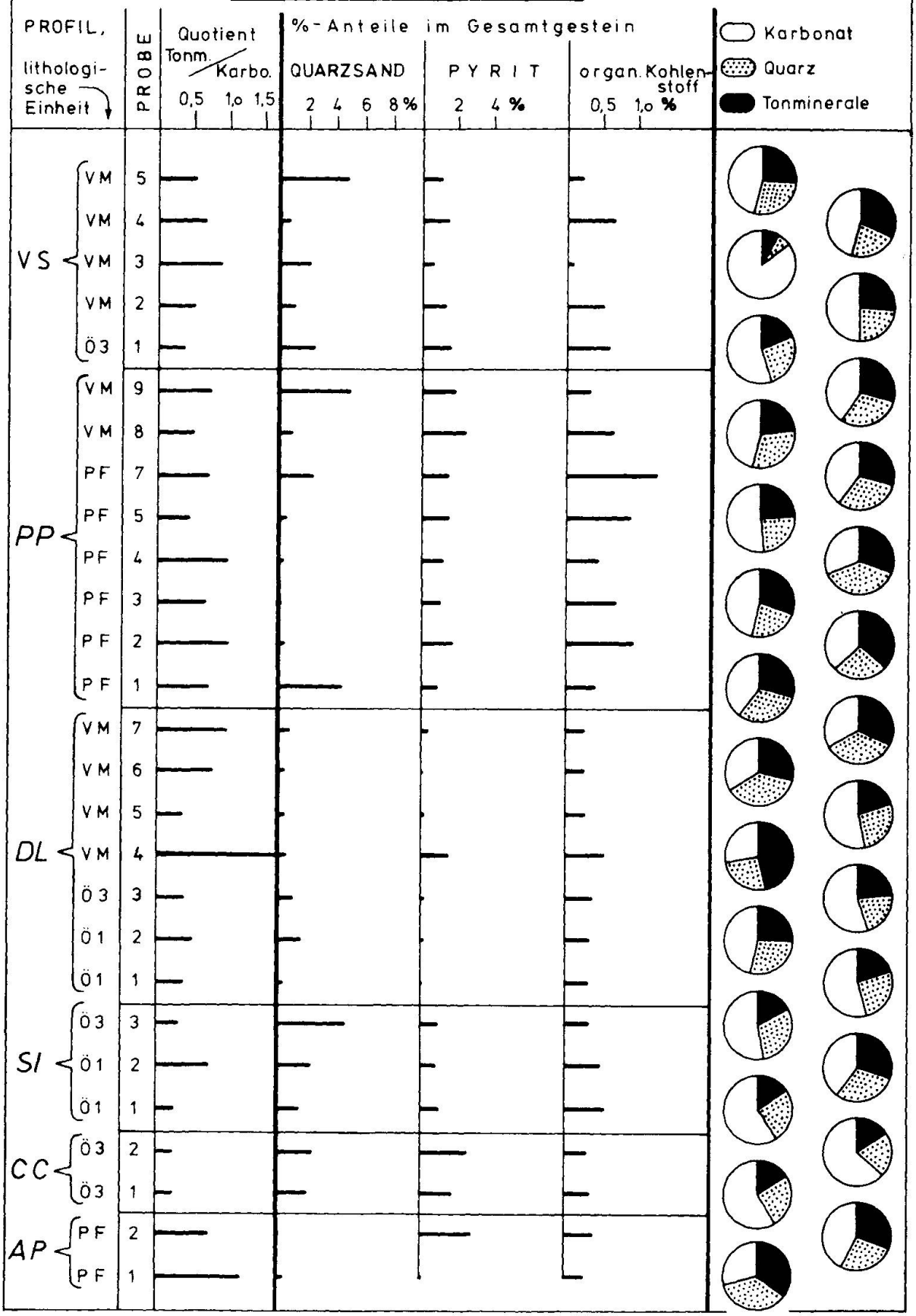
Innerhalb des Schelfes konnte von Region zu Region keine signifikante Häufigkeitsänderung bei den beiden Mineralen festgestellt werden. Anderseits

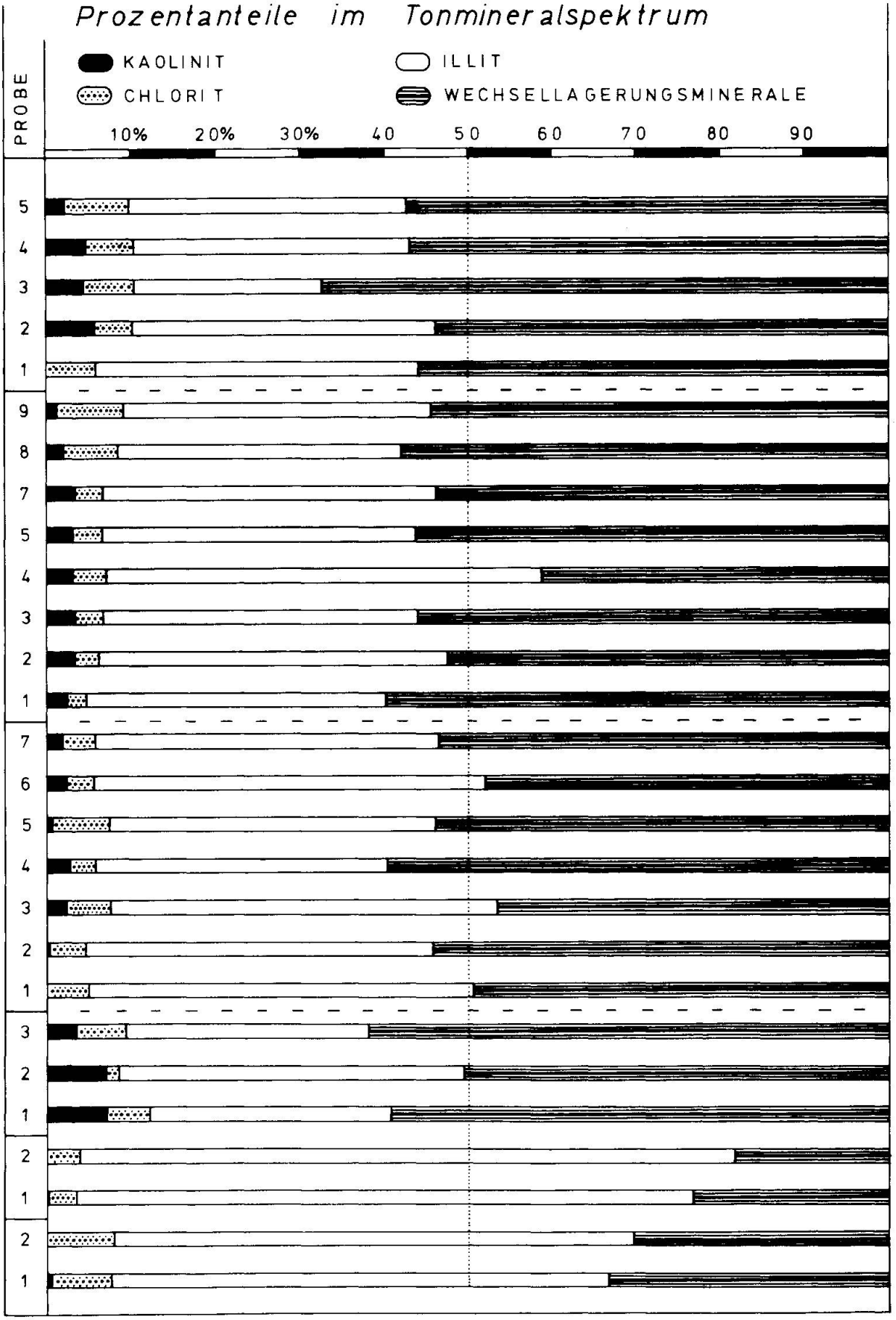
TAFEL 1 Gesamtgesteinsanalyse I (rechte Seite: Tonminerale)




Prozentanteile im Tonmineralspektrum
PROBE
KAOLINIT
ILLIT
CHLORIT
WECHSELLAGERUNGSMINERALE
10%
20%
30%
40
50
60
70
80
90
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
5
4
3
2
1
3
2
1
2
1
2
1
2
1
1
1

TAFEL 2 Gesamtgesteinsanalyse II (rechte Seite: Tonminerale)




Prozentanteile im Tonmineralspektrum
KAOLINIT
ILLIT
CHLORIT
WECHSELLAGERUNGSMINERALE
PROBE
10%
20%
30%
40
50
60
70
80
90
5
4
3
2
1
9
8
7
5
4
3
2
1
7
6
5
4
3
2
1
3
2
1
2
1
2
1

besteht ein Zusammenhang zwischen der Illit-Kristallinität und dem Mengenverhältnis Illit: Wechsellagerungs-Minerale. Proben, deren IK-Werte höher sind (Kapitel III.2.A), enthalten deutlich weniger Wechsellagerungs-Minerale und mehr Illit.

Qualitative Änderungen innerhalb der Wechsellagerungs-Minerale (Mineralogie und Ordnungsgrad) sind von Probe zu Probe zwar häufig, ein systematischer Trend ist aber nicht eindeutig herauszulesen.

5. HÄUFIGKEITSSCHWANKUNGEN VON PYRIT UND ORGANISCHEM KOHLENSTOFF

Die Prozentwerte von Pyrit und organ. Kohlenstoff im Gesamtgestein schwanken innerhalb der Mergelbänke nicht stark. Die Auswertung der Resultate (Tafeln 1 und 2) ergab folgende Trends und Zusammenhänge:

a) Innerhalb eines Profils verlaufen die Häufigkeitsschwankungen von Pyrit und organ. Kohlenstoff fast immer parallel zueinander. Ausnahme: Kondensationsartige Übergänge zwischen stratigraphischen Einheiten sind pyritreicher (Probe DL4).
b) Die Pyritkonzentration ist rund doppelt so hoch wie diejenige des organ. Kohlenstoffs. Ausnahme ist das Profil DL, dessen Mergel anomal wenig Pyrit führen.
c) In benachbarten Mergelproben mit unterschiedlichem Karbonatgehalt führt die karbonatärmere mehr Pyrit und organ. Kohlenstoff.

6. INTERPRETATION UND SCHLUSSFOLGERUNGEN

Die wichtigsten Resultate der mineralogischen Gesteinsanalyse betreffen einerseits die durchschnittliche Zusammensetzung der Mergel und anderseits die systematischen Änderungen dieser Zusammensetzung. Die regionalen Variationen innerhalb des Schelfes sind unbedeutend, abgesehen von einer generellen Abnahme des Karbonatanteils gegen SSE (Richtung offenes Meer). Berücksichtigt werden muss dabei der Einfluss der alpinen Anchimetamorphose auf das Tonmineralspektrum. Der im Schelfbereich gegen das offene Meer hin abnehmende Kaolinitgehalt (und steigende Chloritgehalt) kann ursächlich mit der Hydrodynamik erklärt werden: Der durchschnittliche Korndurchmesser ist beim Kaolinit grösser als beim Chlorit, was eine statistisch frühere Sedimentation des Kaolinits bewirkte.

Für die in den Abschnitten VII.3&4 beschriebenen systematischen Variationen des Tonmineralspektrums parallel zum Karbongehalt bzw. der stratigraphischen Lage innerhalb der Vitznau-Mergel kommen grundsätzlich folgende Ursachen in Betracht:

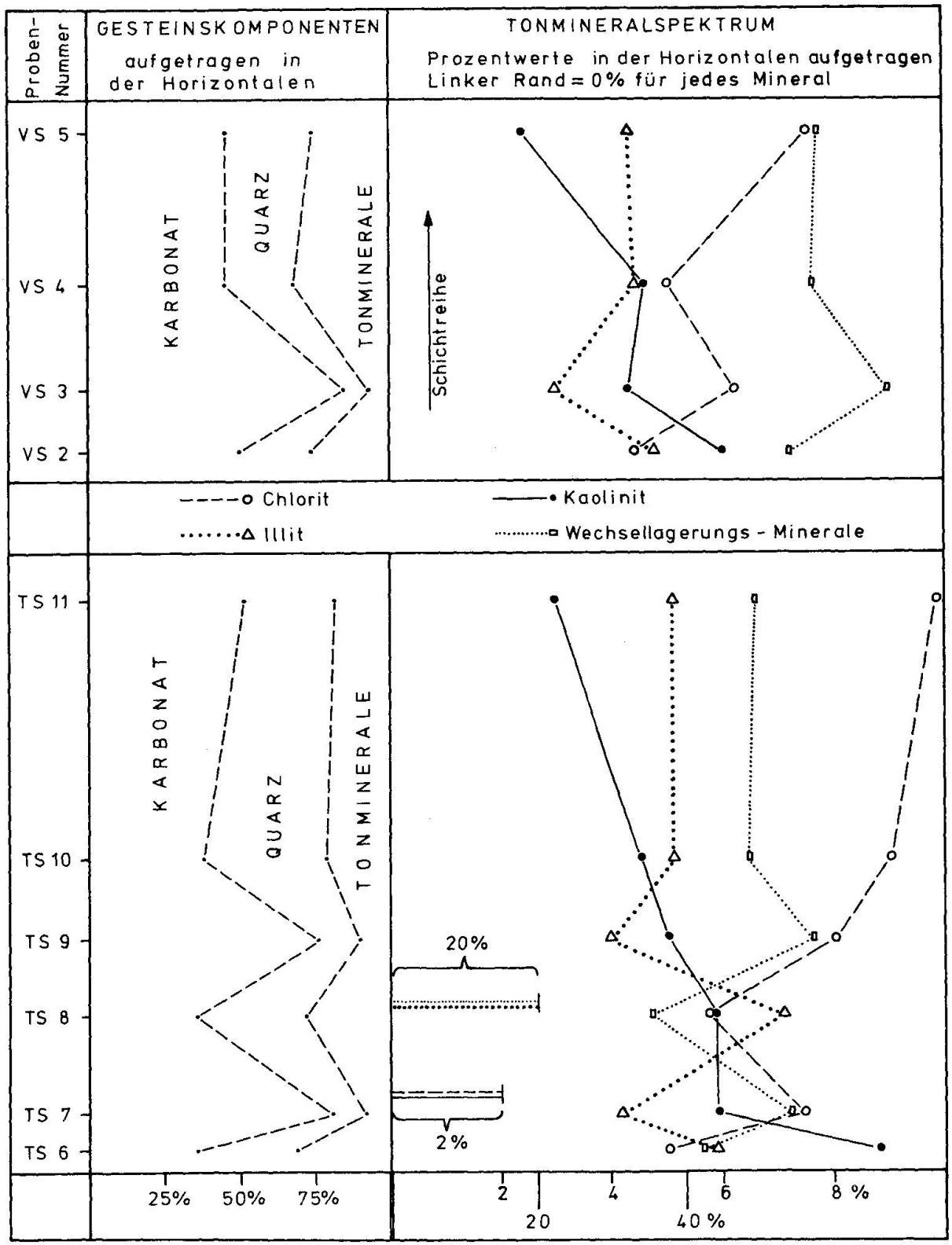


Fig. 7 Abhängigkeit des Tonmineralspektrums vom Karbonatgehalt und von der stratigraphischen Stellung der Probe. Für Kaolinit und Chlorit überlagern sich diese beiden Trends. Oben: Vitznau-Mergel des Profils VS. Unten: Vitznau-Mergel des Profils TS. Numerische Werte in Tf. 1 und 2, oben. Vgl. Text Kapitel VII 3 & 4.

1. Diagenetische Prozesse im Sediment.
2. Klimatische Änderungen im terrigenen Liefergebiet.
3. Anlieferung des Ton-Detritus aus anderem Liefergestein oder Liefergebiet.
4. Abhängigkeit des einsedimentierten Tonmineralspektrums von der Hydrodynamik und den physikalisch-chemischen Bedingungen im Meerwasser. Diese beiden Faktoren beeinflussen auch die Karbonatfällung, so dass parallel verlaufende Änderungen des Karbonatgehaltes und der Tonmineralassoziation denkbar sind.

Die letztgenannte dieser Ursachen kann die systematische Variation im Mineralspektrum, wie sie bei benachbarten Proben zu beobachten ist, zumindest teilweise bewirkt haben: Bei veränderter Strömungsintensität sowie veränderter Temperatur, Tiefe und Ionenkonzentration des Wassers ist sowohl eine Veränderung der Karbonatfällung als auch eine andere Tonmineralassoziation zu erwarten. Diese Milieuabhängigkeit wurde auch in Untersuchungen von Unterkreide-Mergeln in Savoyen und der Westschweiz aufgezeigt (DARSAC, 1983; VIEBAN, 1983).

Für die Variation des Tonmineralspektrums parallel zum Karbonatgehalt können auch diagenetische Prozesse verantwortlich sein (Kapitel VIII.3); ebenso ist ein Einfluss von zyklischen Klimaschwankungen möglich. Eine rhythmisch schwankende, schnell ändernde und parallel zur Karbonatproduktion verlaufende Variation des Liefergebietes bzw. Liefergesteins ist äusserst unwahrscheinlich.

Als Ursache für die langsame, kontinuierliche Änderung der Kaolinit:Chlorit-Relation innerhalb der Vitznau-Mergel vom Älteren zum Jüngeren kommt am ehesten eine langsame Klima-Veränderung in Frage (verminderte chemische Verwitterung im Hinterland). Zu Beginn der Sedimentation der Vitznau-Mergel herrschte im küstennahen Hinterland des Schelfes ein subtropisch-humides Klima (PANTIĆ & BURGER, 1981). Dies wird für einen grossen Teil des Valanginian zutreffen, mit einer generellen Klimaverschlechterung am Ende dieser Stufe (PEARSON, 1978; FRAKES, 1979).

Die gleichverlaufende Zu- und Abnahme von detritischem Silt und Ton bei Schwankungen des Karbonatgehaltes im dm-Bereich lässt folgende Schlüsse zu:

1. Die Zufuhr von nichtkarbonatischem Detritus stand in einem wechselseitigen Verhältnis zur Karbonatproduktion (abgesehen von den Feinsandschüttungen). Dieses Verhältnis war für den Silt (Quarz) und den Ton zu einem bestimmten Zeitpunkt jeweils etwa gleich gross. Auch die Einsedimentation von organischem Material war denselben Schwankungen unterworfen.
2. Würde dieses Verhältnis Karbonat/Nichtkarbonat hauptsächlich durch die Karbonat-Produktion kontrolliert, so wäre die nichtkarbonatische Detri-

tuszufuhr nicht nur pro Zeiteinheit, sondern auch qualitativ (Verhältnis Quarz: Tone: organ. Material) ziemlich konstant.

3. Würde dieses Verhältnis Karbonat/Nichtkarbonat hauptsächlich durch die nichtkarbonatische Detrituszufuhr kontrolliert, so wäre dieser Detritus quantitativ zeitlichen Schwankungen ausgesetzt, anderseits aber qualitativ konstant.

VIII Rückschlüsse auf Sedimentationsablauf und Diagenese

In Ergänzung zu den im letzten Abschnitt erwähnten Schlussfolgerungen wird hier auf die Bedeutung der analytischen Resultate für das Verständnis des Sedimentationsablaufs eingegangen. Zur Gesamtbeurteilung der Sedimentationsentwicklung müssen unbedingt auch die mikrofaziellen, sedimentologischen und paläogeoraphischen Untersuchungen sowie die zeitlich benachbarten Formationen berücksichtigt werden. Dazu sei auf STRASSER (1982), BURGER (in Vorb.) und FUNK (1983) verwiesen.

1. DETRITUS DER SAND- UND SILT-FRAKTION

Während der Silt hauptsächlich aus detritischem Quarz besteht, wird der sandige Detritus grösstenteils von Karbonat gebildet und ist häufiger im küstennahen Ablagerungsraum. Dabei zeigen die mikrofaziellen und sedimentologischen Untersuchungen einerseits Umlagerungen von Karbonatkomponenten innerhalb des Schelfs und anderseits Quarzsandschüttungen mit Kreuz- und Schrägschichtung, Reliefeingrabungen, flächenhafter Ausdehnung und basalen Marken (BURGER & STRASSER, 1981). Diese sedimentologischen Merkmale schneller, grossräumiger Sandschüttungen in Richtung offenes Meer, mit abnehmender Intensität gegen Süden, werden ergänzt durch folgende sedimentpetrographische Resultate: Die quarzreichen Ablagerungen zeigen in Küstennähe meistens eine bimodale Korngrössenverteilung (feiner Quarzsand und gröberer Karbonatdetritus), während im küstenferneren Bereich eine unimodale Korngrössenverteilung für alle Komponenten vorherrscht. Der im Küstenbereich gebildete Karbonatschutt wurde, angereichert mit reifem und unimodalem Quarzsand, in küstenfernere Regionen umgelagert. Dies geht auch aus der regionalen Entwicklung der Schüttungsbänke hervor: Abnahme der Bankmächtigkeiten und der Komponentendichte gegen Süden.

Die detritische Siltfraktion ist bezüglich des Sedimentationsablaufs weniger aussagekräftig als der Sand. Neben den unter VII.6 gebrachten Schlussfolgerungen sei besonders auf das inkohlte Pflanzenmaterial hingewiesen (knapp 1% der Siltfraktion), das den terrigenen Einfluss in der Detrituszusammensetzung unterstreicht.

2. DETRITUS DER TONFRAKTION

Als Kriterien für die überwiegend terrigene Herkunft der Tonminerale (Verwitterungsprodukte) sei auf folgende Minerale in den unmetamorphen Proben hingewiesen: terrigener Kaolinit und Glimmer, eisenarmer Chlorit sowie unregelmässige Wechsellagerungs-Minerale Illit/Smektit. Für einen relativ kurzen Verbleib der detritisch eingeschwemmten Tonminerale im Meerwasser spricht die Anwesenheit des Kaolinits, der abgesehen vom grossen Korndurchmesser im Meer auch als erstes Tonmineral ausflockt. Zudem ist der Kaolinit im Meerwasser das instabilste Tonmineral (LIPPMANN, 1979). Die unter VII.3 beschriebene Häufigkeitsverteilung von Kaolinit und Chlorit spricht für eine Transportrichtung der Tonminerale von der Küste zum offenen Meer, partiell ist auch ein Transport durch «long-shore currents» in brackischem Milieu denkbar.

3. DIAGENETISCHE PROZESSE

Die Illit-Kristallinität und die Tonmineral-Assoziation belegen, dass nur geringe diagenetische Veränderungen erfolgten (die Proben liegen fast alle in der Kübler-Zone 3, KÜBLER et al., 1979). Die Ergebnisse der Gesamtgesteinsanalyse sprechen für den Ablauf frühdiagenetischer Prozesse; diese verliefen unterschiedlich, je nach Karbonatgehalt im Sediment.

Der hohe Anteil von feinverteiltem Pyrit und organ. Kohlenstoff im tonreichen Sediment weist auf ein anoxisches Milieu im frischgebildeten, noch oberflächennahen Sediment hin. Das vor allem in tonigen Lagen konzentrierte organische Material wurde durch bakterielle Sulfatreduktion abgebaut (JEANS, 1980), unter Produktion von Schwefelwasserstoff, reduziertem Kohlenstoff und Alkalinität (vorwiegend OH^-, CO_3^{2-}, HCO_3^-). Während das an den eingeschwemmten Tonmineralen haftende Eisenoxid und Eisenhydroxid mit dem neuproduzierten H_2S zu Pyrit weiterreagierte, konnte die neuentstandene Alkalinität sowohl für die Karbonatfällung (LIPPMANN, 1973) als auch zur Umwandlung von Kaolinit in Chlorit (LIPPMANN, 1979) verbraucht werden. Die Pyritbildung ist hierbei als längerdauernder Prozess zu verstehen, über erste Zwischenstufen wie Smythit, Greegit, Pyrrhotin und Mackinawit: Das während des Diageneseverlaufs wechselnde Angebot von Eisen bzw. Sulfiden führte zu verschiedenen Eisensulfidbildungen (BERNER, 1970) und damit auch zu den verschiedenartigen und verschieden grossen Pyritformen (Kapitel VI.1 und Fig. 6).

Der in saurem, kontinentalem Milieu (humid-warme Verwitterung) gebildete Kaolinit (MILLOT, 1964) kann zwar diagenetisch entstehen, hingegen nicht unter alkalischen Bedingungen, wie sie im vorliegenden Fall herrschten.

Die Chloritisierung von schlecht kristallisiertem Kaolinit, begünstigt durch

das im unverfestigten Sediment noch frei vorhandene Eisen und Magnesium, verlief wahrscheinlich über den dioktaedrischen Sudoit. Dieses Mineral blieb später in mehreren Proben erhalten.

Die bereits primär angelegte, dünnbankige Wechsellagerung von karbonatreicheren und tonigeren Mergeln wurde frühdiagenetisch noch verstärkt (RAISWELL, 1976). Dabei entwickelte sich auch ein unterschiedliches Tonmineralspektrum: Die karbonatreicheren Mergel konnten wegen ihrer primär höheren Porosität einen Teil der in den tonigeren Lagen gebildeten Karbonationen aufnehmen. Die hohe Mobilität der alkalischen Lösung erlaubte eine erhöhte Karbonatfällung (und Chloritisierung von Kaolinit) in den karbonatreicheren Schichten mit höherem Porenvolumen, weil die dort verbrauchte Alkalinität aus den nur wenige cm entfernten tonreicheren Schichten laufend nachgeliefert wurde. Dieser Prozess verlief bis zur vollständigen Zersetzung des vorhandenen organischen Materials. Weil die Alkalinität vorwiegend in den tonigen Lagen produziert, aber schneller in den kalkigen, poröseren Lagen verbraucht wurde, ergab sich eine verstärkte Karbonatisierung der kalkreichen Lagen (EDER, 1982). Gleichzeitig erfolgte eine verstärkte Umwandlung von Kaolinit in Sudoit und Chlorit (bezogen auf den anteilsmässigen Tonmineralgehalt) in den karbonatreicheren Lagen.

Es bleibt die Frage nach der Ursache des höheren Verhältnisses Illit/Wechsellagerungs-Minerale in den tonreicheren Schichten (Fig. 7, Text VII.4). Obwohl diese Variation des Tonmineralspektrums in Abhängigkeit zum Karbonatgehalt weniger ausgeprägt ist als beim Verhältnis Kaolinit/Chlorit, ist sie doch signifikant und deutlich. Neben einem diagenetisch bedingten Unterschied steht hier auch die Möglichkeit einer ursprünglich angelegten Differenzierung im Vordergrund: unterschiedliches Tonmineralspektrum schon bei der Einsedimentation. Wahrscheinlich waren beide Prozesse wirksam, sie werden nachfolgend beschrieben.

Im Diagenese-Fall muss der Kalium-Einbau in den «offenen» Illit bzw. in die Wechsellagerungs-Minerale im tonreicheren Sediment stärker erfolgt sein als in karbonatreichen Lagen. Das wäre möglich, wenn nach Abschluss der frühesten Diagenese (nach Zersetzung des organ. Materials) die Porosität in den karbonatreichen Mergeln immer noch höher war. Mit zunehmender Überlast wird auch dieses, immer noch kaliumhaltige, Porenwasser ausgepresst. Dabei verliert es schon beim langsamen Durchdringen der ersten, benachbarten tonreichen Schicht viel Kalium, das diese Schicht zur Illitisierung aufnimmt.

Anderseits ist in den karbonatreicheren Lagen schon ursprünglich ein erhöhter Anteil an Wechsellagerungs-Mineralen zu erwarten, wenn Illit und ML-Minerale zur Sedimentation gelangen. Dies ergaben sedimentchemische Untersuchungen (FREY, 1977): Das porösere, karbonatreichere Sediment bildet sich in einem Umgebungswasser mit höherer Ionenkonzentration, was auch eine schnellere Ausfällung der Tonminerale bewirkt. Dadurch werden vermehrt

auch ML-Minerale einsedimentiert, die sonst erst später abgelagert würden wegen des unterschiedlichen Flockungsverhaltens von Illit und Smektit.

Die diagenetischen Umwandlungsprozesse erfassten nur einen kleinen Teil der Tonminerale, wie aus der heutigen Assoziation hervorgeht. Ein grosser Teil der vorgefundenen Tonminerale wäre unter anchimetamorphen Bedingungen nicht erhalten geblieben (KÜBLER, 1980; DUNOYER, 1970) sondern umgewandelt worden. Nach der Zersetzung des organischen Materials und dem Einbau von Porenwasser-Ionen blieben die Tonminerale in ihrem relativ instabilen Zustand erhalten.

IX Betrachtungen über die Herkunft des nichtkarbonatischen Detritus

Die sedimentpetrographischen und tonmineralogischen Untersuchungen lieferten auch Teilresultate zur Frage nach der Herkunft des nichtkarbonatischen Detritus. Diese Problemstellung kann jedoch nur sinnvoll angegangen werden, wenn auch paläogeographische und sedimentologische Aspekte berücksichtigt werden. Letztere sind hier, im Hinblick auf den Schwerpunkt dieser Arbeit, nur überblicksmässig vorgestellt und gemeinsam mit den mineralogisch-petrographischen Resultaten in die Diskussion einbezogen.

1. MÖGLICHE LIEFERGEBIETE

A Überblick

Obwohl die mesozoische Paläogeographie von Mitteleuropa relativ gut bekannt ist, bestehen für den Übergangsbereich von der Tethys zu den mitteleuropäischen Landgebieten für den Zeitabschnitt der Unterkreide noch Unsicherheiten und Kenntnislücken (CHAUVE et al., 1980; SMITH & BRIDEN, 1977; ENAY, 1979; LEMCKE, 1981 und 1973; LOTZE, 1971; ZIEGLER, 1981 und 1982; BARRON et al., 1981; SMITH et al., 1981; vgl. auch Literaturangaben dieser Werke).

Der Nordrand des Tethys-Meeres war während der Unterkreide grösseren Schwankungen (Nord-Süd) unterworfen; er verlief während des oberen Berriasian und untersten Valanginian im autochthonen Helvetikum sowie etwas nördlich und südlich davon (BURGER & STRASSER, 1981). Gegen Osten schwenkte diese Küstenlinie mehr in eine nördliche Richtung um (Bayern), und in der westlich-südwestlichen Fortsetzung des Helvetikums ging sie über in eine ausgedehnte Karbonatplattform (Jura, nördl. Subalp. Ketten). Die Landmasse nördlich des helvetischen Schelfes bildete seit dem unteren Malm eine Schwelle vom Ardennisch-Rheinischen Hochgebiet über die Mitteldeutsche Landbrücke bis zum Böhmischen Massiv. Diese Schwelle trennte die Tethys vom marinen Nordwesteuropa und bildete bis ins Alttertiär ein zusammenhängendes Landgebiet (ZIEGLER, 1981).

B Landgebiete nördlich des helvetischen Schelfes

Die Region rund um die Vogesen bildete im obersten Jura und während der untersten Kreide einen nach Süden vorspringenden Fortsatz der grossen Landschwelle Ardennen-Böhmisches Massiv (LEMCKE, 1981; LOTZE, 1971; und andere). Die schon im Dogger (Bajocian) einsetzende Emersion in den Vogesen war bis zum unteren bis mittleren Malm abgeschlossen und hinterliess eine sich im obersten Jura noch ausweitende Insel bis Halbinsel im Gebiet Vogesen-Rheintal (ELLER, 1976; CHAUVE et al., 1980). Die Ostgrenze dieser Halbinsel ist wegen der tertiären Erosion im Schwarzwaldgebiet nicht mehr genau rekonstruierbar, sie verlief in der untersten Kreide aber östlich-südöstlich des heutigen Rheintalgrabens (LEMCKE, 1970, 1973, 1975, 1981; KIEFER, 1934; SITTLER, 1974 a und b; WAGNER, 1953; TRÜMPY, 1962; ZACHER, 1973). Durch die oberjurassische Regression entstand so eine ausgedehnte Küsten-Plattform zwischen dem Helvetikum und dem Rheinischen Massiv, die auch noch während der untersten Kreide über dem Meeresspiegel lag. Die Entwässerung und der Abtransport des Verwitterungsmaterials aus dem Rheinisch-Pfälzischen Gebiet erfolgte mit grösster Wahrscheinlichkeit nach Süden, über diese flache Plattform hinweg zur Tethys (der Weg nach Norden war durch grosse Landmassen blokkiert). Auch diese Küsten-Plattform konnte nichtkarbonatischen Detritus in den helvetischen Schelf liefern: Aus Residualtonen, die sich auf dem Malmkalk gebildet hatten, aus Mergeln des Weissjura α und γ, aus Dogger-, Lias- und Keuper-Gesteinen von Gebieten, in denen keine Malmkalke mehr zur Ablagerung kamen. Solche Regionen ohne nennenswerte Malmbedeckung waren die Übergangszone zwischen der aufgetauchten Karbonatplattform und dem Rheinischen Massiv (Nordvogesen, nördlicher Rheintalgraben) sowie kleinere inselförmige oder halbinselförmige Gebiete im Zentralteil der Vogesen. In diesen Gebieten gelangten während der untersten Kreide mergelige, tonige und siltigsandige Sedimente in den Oberflächen- und Erosionsbereich (Dogger, Lias und oberer Keuper von gesamthaft 400–500 m Mächtigkeit).

Die Transportdistanz zum helvetischen Schelf betrug von den Vogesen aus 200–300 km, und aus dem Rheinisch-Pfälzischen Gebiet etwa 300–400 km. Sie verlief grösstenteils im Süsswasserbereich.

C Böhmisches Massiv

Das Böhmische Massiv, während des ganzen Mesozoikums eine grössere Landmasse bildend, kommt als Detritus-Liefergebiet ebenfalls in Betracht. Die Transportwege wären dabei mit 500–800 km etwa doppelt so lang wie im vorhin beschriebenen Fall, insbesondere würde der marine Abschnitt um ein Vielfaches länger. Als Liefergestein stehen hier die paläozoischen Sedimente und

das Altkristallin zur Verfügung. Der daraus zu erwartende Detritus unterscheidet sich in wesentlichen Punkten vom Detritus, wie er aus dem unter B beschriebenen Liefergebiet zu erwarten ist. Diese Vergleiche werden im Abschnitt 2 gemacht.

D Weitere Regionen

Die heute malmbedeckten Gebiete von Süddeutschland, Lothringen und dem heutigen Juragebirge fallen als Hauptliefergebiet ausser Betracht (ältere Sedimente noch vorhanden). Während der Südteil der Rheinischen Masse für die Detrituslieferung in Frage kommt (vgl. Abschnitt B), lieferte der Nordteil seinen Detritus während der Unterkreide überwiegend nach Norden (SCHOTT et al., 1968).

Von der enormen Distanz abgesehen, kommen Skandinavien und Iberien auch sonst nicht als Liefergebiet in Frage: Bei Skandinavien wegen der dazwischenliegenden Landbarriere, bei Iberien wegen der Zugehörigkeit zu einer anderen Tonmineralprovinz (BAUSCH, 1980). Die übrigen benachbarten Landgebiete besassen entweder eine zu geringe Oberfläche oder eine mächtige Malm-Bedeckung. Eine Teil-Anlieferung der Tonminerale aus dem Zentralmassiv Frankreichs oder aus tonreichen Malm-Unterkreide-Sedimenten westlich des Helvetikums kann nicht ausgeschlossen werden (vgl. Abschnitt 2.B).

2. VERGLEICHE BEZÜGLICH DES NICHTKARBONATISCHEN DETRITUS

A Quarz

Die aussagekräftigsten Merkmale des detritischen Quarzes sind sein Korngrössenspektrum, seine qualitative Zusammensetzung und seine Anreicherung mit Akzessorien.

Korngrössenspektrum

Die erwähnte Trennung in sehr gut sortierten Feinsand und in Silt wird unterstrichen durch eine quantitative Differenzierung der beiden Fraktionen (Kapitel IV.2). Das extrem gut sortierte Korngrössenspektrum des Sandes spricht entweder für einen sehr langen Transportweg oder für die Umlagerung aus bereits sortierten Sedimenten.

Das mögliche Liefergebiet nördlich des helvetischen Schelfes führte in seinen Dogger-, Lias- und Oberkeuper-Sedimenten grosse Mengen von Silt und sortiertem Feinsand. Dies geht aus Vergleichen mit entsprechenden, heute noch

erhaltenen Sedimenten in Süddeutschland und Nordostfrankreich hervor (HELING, 1965; WURSTER, 1964; Überblick und Literaturang. in ELLER, 1976, und in GEYER & GWINNER, 1962).

Die Anlieferung von gut sortiertem Feinsand aus dem Böhmischen Massiv ist weniger zu erwarten, wie das Beispiel des Stubensandsteins zeigt (EISENHUT, 1958; HELING, 1963).

Qualitative Zusammensetzung

Bei der qualitativen Untersuchung der Quarzkörner mit dem Kathodolumineszenz-Mikroskop fällt das konstante Spektrum auf: Die Körner bestehen hauptsächlich aus metamorphem und untergeordnet aus plutonischem Quarz. Vergleichsaufnahmen ergaben folgende Resultate: Während Proben von typischem Schilfsandstein (aus Maulbronn, Süddeutschland) etwa das gleiche Verhältnis metamorpher:plutonischer Quarz zeigen wie die helvetischen Proben, enthält der Stubensandstein (aus dem Böhmisch-Vindelizischen Bereich) praktisch nur metamorphen Quarz.

Akzessorien

Während der analysierte Sand und Silt der Mergel korngrössenmässig und qualitativ gut mit dem möglichen Liefergestein aus der Region Vogesen übereinstimmt, unterscheidet er sich vereinzelt bezüglich seiner Akzessorien: Der als Liefergestein in Frage kommende Feinsand- und Siltmergelkomplex führt teilweise auch Feldspat-Körner (SALGER, 1965). Diese Feldspäte (∅ 0,1 mm) würden bei der Verwitterung in subtropisch-humidem Klima sehr schnell zersetzt und kaolinitisiert (Modellstudie FRITZ, 1975). Somit wäre der grösste Teil dieser Körner nicht mehr in den fluviatilen Transport gelangt. Die im Helvetikum analysierten reifen Silte waren im Bereich Vogesen–Rheintal ebenfalls vertreten (Untersuchungen im süddeutschen Dogger; ABADIAN, 1972).

Das Schweremineralspektrum der untersuchten Sandschüttungen (Kapitel IV.2.C) ist sehr ähnlich wie dasjenige von Sanden des Böhmischen Massivs (ŠTELCL et al., 1977) oder von Feinsanden aus dem süddeutschen Jura und Keuper (HAUNSCHILD & SALGER, 1978; WURSTER, 1964; HELING, 1964; und andere). Der einzige nennenswerte Unterschied ist ein im Vergleich zum Helvetikum deutlich höherer Granat-Anteil. Der Granat ist aber kaum verwitterungsresistent. Aus diesen Gründen sagt das SM-Spektrum als Herkunftskriterium wenig aus. Anderseits deuten Schweremineralvorkommen im nördlichsten Ablagerungsraum (z. B. im Autochthon bei Vättis, vgl. Fig. 1) auf einen Transportweg des Sandes hin, der auch über den nördlichsten Schelfbereich des Helvetikums hinwegführte. Diese Schweremineral-(und Quarz-)Körner in Kalken des Küstenbereichs und dahinter weisen auf eine Nord-Süd-gerichtete Transportrichtung hin.

B Tonminerale

Das in den drei untersuchten Formationen vorhandene Tonmineralspektrum entspricht dem der mitteleuropäischen Tonmineralprovinz nach BAUSCH (1980). Diese ist eine der 5 Tonmineralprovinzen, in die Europa zur Übergangszeit Jura/Kreide eingeteilt wird; sie umfasste den französischen und süddeutschen Epikontinentalschelf.

Die Tonmineralanalyse ergab eine überwiegend detritische Herkunft des Tons. Die systematische regionale Änderung des Spektrums innerhalb des Schelfes ist gering (Kaolinit/Chlorit-Verhältnis im Profil senkrecht zur Küstenlinie) und weist auf eine Transportrichtung von der Küste zum offenen Meer hin. Die Landregion nördlich des Schelfs besass genügend Tonsedimente (vor allem Dogger und Lias), um die Mergel der untersten helvetischen Kreide zu bilden. Neben Illit, Kaolinit und Chlorit waren auch Illit-Smektit-Wechsellagerungen vorhanden (KRUMM, 1965; ABADIAN, 1972), auch ML-Minerale mit keinem oder nur schlechtem Ordnungsgrad (LIPPMANN & ZIMMERMANN, 1983).

Daneben besteht die Möglichkeit, dass ein Teil der Tonminerale aus dem Böhmischen Massiv geliefert wurde (Lit. Mineralogie in KONTA, 1963). Auch eine quantitativ beschränkte Tonanlieferung aus dem Zentralmassiv Frankreichs ist denkbar, wenn auch nicht für alle Tonminerale (vgl. PERSOZ & REMANE, 1976). Eine Teilanlieferung aus dem Böhmischen Massiv und dem Zentralmassiv wäre über längere marine Transportstrecken erfolgt und hätte vorwiegend Illit und Wechsellagerungs-Minerale gebracht. Die Karbonatplattform westlich des Helvetikums lag während der Unterkreide lokal über dem Meeresspiegel (STEINHAUSER & CHAROLLAIS, 1971). Daraus hätten kleinere Tonmengen in den helvetischen Schelf geliefert werden können (Mineralogie: PERSOZ, 1982; PERSOZ & REMANE, 1976).

3. GESAMTVERGLEICH

Als hauptsächliches Liefergebiet des Feinsandes und eines grossen Teils der Tonminerale kommt aufgrund der mineralogisch-petrographischen (und auch der sedimentologischen) Untersuchungen die Landregion nördlich des helvetischen Schelfs (bis zum Rheinischen Massiv) in Frage. Sie dürfte auch einen bedeutenden Teil des Siltes (Quarz und inkohltes Material) geliefert haben. Das Böhmische Massiv ist als Teil-Liefergebiet für Tonminerale (insbesondere Illit und Wechsellagerungs-Minerale), eventuell auch für Quarz, in Betracht zu ziehen. Eine beschränkte Anlieferung von Tonmineralen aus dem Zentralmassiv ist möglich, ebenso Umlagerungen aus der Karbonatplattform westlich des Helvetikums.

Detritus-Eintragungen durch den Wind scheinen nicht in grösserem Ausmass stattgefunden zu haben. Dies geht einerseits aus paläoklimatischen Daten

hervor (S. 400), anderseits aus der mineralogischen Zusammensetzung (viel Tonminerale, kein Feldspat) und dem Korngrössenspektrum (konstantes Ton/Silt-Verhältnis von etwa 1:1). Vergleiche mit oberjurassischen äolischen Red beds in China sowie mit jüngeren Löss-Bildungen (LIU & CHANG, 1962; LIPPMANN & CORRENS, 1964; v. ENGELHARDT, 1973) lassen den Schluss zu, dass allenfalls ein Teil des Siltes durch äolischen Transport ins Sedimentationsgebiet gelangt sein könnte.

Abkürzungen und Profil-Koordinaten

Für die Profile und lithologischen Einheiten wurden die folgenden Abkürzungen gewählt. Koordinaten und Höhenangaben beziehen sich auf den stratigraphischen Fusspunkt des jeweiligen Profils.

A Profile (Reihenfolge: Fig. 2, von links nach rechts)
Chli Chänel = CC, Glarner-Decke, Koord. 728600/213940/1770.
Bohrung Filzbach = FI, Mürtschen-Decke, Koord. 728167/220360/Bohrloch.
Tierwis = TW, Säntis-Decke, Koord. 742820/234970/1850.
Silberplatten = SI, Säntis-Decke, Koord.741835/234050/1670.
Rotsteinpass = RP, Säntis-Decke, Koord. 745550/234330/2120.
Wasserberg = WA, Axen-Decke, Koord. 702250/199240/1840.
Vitznauerstock = VS, Randkette, Koord. 681120/206730/1040.
Dräckloch = DL, Axen-Decke, Koord. 714620/203910/2120.
Thurschlucht = TS, Säntis-Decke, Koord. 736040/228180/855.
Raaberg = RA, Säntis-Decke, Koord. 730330/225970/1620.
Leistchamm = LE, Churfirsten-Drusberg-Decke, Koord. 735350/222725/1540.
Pragelpass = PP, Drusberg-Decke, Koord. 708810/206770/1505.
Alp Palfris = AP, Churfirsten-Drusberg-Decke, Koord. 748940/219000/1700.
Fläscherberg = FB, Churfirsten-Drusberg-Decke, Koord. 755770/213300/580.

B Lithostratigraphische Einheiten

BK	= Betlis-Kalk	DK	= Diphyoides-Kalk
VM	= Vitznau-Mergel	PF	= Palfris-Formation
Ö4	= Oberer Öhrli-Kalk	Ö3	= Obere Öhrli-Mergel
Ö2	= Unterer Öhrli-Kalk	Ö1	= Untere Öhrli-Mergel
TK	= Tros-Kalk	ZS	= Zementsteinschichten

Verdankungen

Für die vielen hilfreichen Anregungen und Diskussionsbeiträge sowie die Durchsicht des Manuskriptes danke ich Prof. Dr. B. Kübler (Neuchâtel), Prof. Dr. F. Lippmann (Tübingen) und Prof. Dr. R. Trümpy (Zürich), ebenso wie Dr. G. Kahr (Zürich) und Dr. H. P. Funk (Zürich). Für die vielseitige Hilfe bei den Analysen möchte ich den Mitgliedern des Tonmineralogie-Labors am Institut für Grundbau und Bodenmechanik der ETH Zürich, Dr. M. Müller-Vonmoos, Dr. G. Kahr, Frau Barranco, Frau Reichenbach und Herrn Rub, bestens danken. Herr Dr. K. Ramseyer (Bern) besorgte in zuvorkommender Weise die Kathodolumineszenz-Untersuchungen. Weitere Hilfe erhielt ich in verdankenswerter Weise von Prof. Dr. V. Dietrich (Coulometrische Analysen), H. Franz (Scanning-EM) sowie beim Abfassen von Abstract und Résumé von Dr. A. G. Milnes, G. Lister und C. Sidler (alle Zürich).

Literaturverzeichnis

ABADIAN, H. (1972): Mineralogische Untersuchungen an einigen Schiefertonen aus dem süddeutschen Dogger-Alpha. - Dipl.-Arb. Univ. Tübingen.

ABADIAN, H. (1976): Hydrochemische und sedimentpetrographische Untersuchung im oberen Nekkar sowie Ad- und Desorption im «System» Wasser, Schweb und Sediment. - Diss. Univ. Tübingen.

BARRON, E. J., HARRISON, G. G., SLOAN II, J. L. & HAY, W. W. (1981): Paleogeography, 180 million years ago to the present. - Eclogae geol. Helv. 74/2, 443-470.

BAUSCH, W. M. (1980): Tonmineralprovinzen in Malmkalken. - Erlanger Forschungen, Reihe B: Naturwiss. und Medizin, Band 8.

BERNER, R. A. (1970): Sedimentary pyrite formation. - Amer. J. Science 268/1, 1-23.

BOLLIGER, W. & BURRI, P. (1970): Sedimentologie von Schelf-Carbonaten und Beckenablagerungen im Oxfordien des zentralen Schweizer Jura. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 140.

BREITSCHMID, A. (1982): Diagenese und schwache Metamorphose in den sedimentären Abfolgen der Zentralschweizer Alpen (Vierwaldstättersee, Urirotstock). - Eclogae geol. Helv. 75/2, 331-380.

BRIEGEL, U. (1972): Geologie der östlichen Alviergruppe, unter besonderer Berücksichtigung der Drusberg- und Schrattenkalkformation. - Eclogae geol. Helv. 65/2, 425-483.

BRINDLEY, G. W. & BROWN, G. (1980): Crystal structures of Clay Minerals and their x-ray identification. - Mineralogical Society, London.

BRÜCKNER, W. D. (1937): Stratigraphie des autochthonen Sedimentmantels und der Griesstockdekke im oberen Schächental (Kanton Uri). - Verh. natf. Ges. Basel 48, 77-182.

BRÜCKNER, W. D. (1951): Lithologische Studien und zyklische Sedimentation in der helvetischen Zone der Schweizer Alpen. - Geol. Rdsch. 39/1, 196-212.

BURGER, H. (in Vorb.): Die Kalk- und Mergel-Gesteine der untersten Kreide des Helvetikums zwischen Vierwaldstättersee und Rheintal: 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.

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 Congrès Géologique International. Dunod, Paris.

DARSAC, C. (1983): Sédimentologie, stratigraphie, minéralogie, micropaléontologie et paléogéographie du Berriasien et du Valanginien entre le Jura méridional et les massifs subalpins (Ain-Savoie). - Thèse de Doctorat de 3e cycle; Institut Dolomieu, Grenoble.

DIEGEL, F. (1973): Zur Korrelation der helvetischen Zementsteinschichten zwischen Glärnisch und Alvier. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 166.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1969): Les minéraux argileux dans la diagenèse. Passage au métamorphisme. - Diss. Univ. Strasbourg.

DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. - Sedimentology, 15, 281-346.

EDER, W. (1982): Diagenetic Redistribution of Carbonate, a Process in Forming Limestone-Marl Alternations (Devonian and Carboniferous, Rheinisches Schiefergebirge). In: EINSELE, G. & SEILACHER, A.: Cyclic and Event Stratification. - Springer, Berlin.

EISENHUT, E. (1958): Stubensandstein und Obere Bunte Mergel in Nordostwürttemberg. - Jber. u. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 40, 145-169.

ELLER, J. P. VON, (1976): Vosges - Alsace. - Guides géologiques régionaux. Masson, Paris.

ENAY, R. (1979): Le Jurassique français: stratigraphie et paléogéographie. - Bull. Soc. Géol. France, 22/4, 555-626.

v. ENGELHARDT, W. (1973): Die Bildung von Sedimenten und Sedimentgesteinen. Sediment-Petrologie, Teil III. - Schweizerbart, Stuttgart.

FICHTER, H. J. (1934): Geologie der Bauen-Brisen-Kette am Vierwaldstättersee und die zyklische Gliederung der Kreide und des Malms der helvetischen Decken. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 69.

FLEHMING, W. & KUNZE, R. (1973): Die quantitative infrarotspektroskopische Phasenanalyse von Mineralmengen. - N. Jb. Miner. Abh., 119, 101-112.

FRAKES, L. A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. - Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

FRITZ, B. (1975): Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions application à la géochimie des alternations et des eaux continentales. - Diss. Univ. Strasbourg.

FREY, E. (1977): Untersuchung zur Kolloidchemie von Tonmineralen. - Diss. Univ. München.

FREY, M. (1969): Die Metamorphose des Keupers vom Tafeljura bis zum Lukmaniergebiet. (Veränderungen tonig-mergeliger Gesteine vom Bereich der Diagenese bis zur Staurolith-Zone.) - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 137.

FREY, M. (1970): The step from diagenesis to metamorphism in pelitic rocks during alpine orogenesis. - Sedimentology, 15, 261-279.

FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. & SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illite crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. - Eclogae geol. Helv. 73/1, 173-203.

FUNK, H. P. (1971): Zur Stratigraphie und Lithologie des Helvetischen Kieselkalks und der Altmann-Schichten in der Säntis-Churfirsten-Gruppe (Nordostschweiz). - Eclogae geol. Helv. 64/2, 345-433.

FUNK, H. P. (1983): Lithologische Sequenzen in der Helvetischen Unterkreide. In: BAYER, A. et al.: Der Faziesbegriff und die Sedimentationsprozesse. Eclogae geol. Helv. 76/1, 125-180.

FUNK, H. P. & BRIEGEL, U. (1979): Le facies Urgonien des nappes Helvétiques en Suisse orientale. - Géobios, Mém. spéc. 3, 159-168.

GEYER, O. F. & GWINNER, M. P. (1962): Der Schwäbische Jura. - Bornträger, Berlin.

GRASMÜCK-PFLUGER, M. (1962): Mikrofazielle Beobachtungen an den Öhrlischichten (Berriasian) der Typuslokalität. - Eclogae geol. Helv. 55/2, 417-442.

HALDIMANN, P. (1977): Sedimentologische Entwicklung der Schichten an einer Zyklengrenze der helvetischen Unterkreide: Pygurusschichten und Gemsmättli-Schicht (Valanginian/Hauterivian) zwischen Thunersee und St. Galler Rheintal. - Mitt. Geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 219.

HANTKE, R. (1961): Tektonik der helvetischen Kalkalpen zwischen Obwalden und dem St. Galler Rheintal. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 106/1.

HAUNSCHILD, H. & SALGER, M. (1978): Der Sandsteinkeuper im fränkisch-württembergischen Grenzgebiet unter Berücksichtigung neuer Tiefenaufschlüsse. - Geol. Bl. NO-Bayern 28/4, 177-202.

HEIM, ARN. (1905): Der westliche Teil des Säntisgebirges. In: HEIM, ALB.: Das Säntisgebirge. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 16.

HEIM, ARN. (1907): Gliederung und Facies der Berrias-Valangien-Sedimente in den helvetischen Alpen. - Vjschr. natf. Ges. Zürich 52, 484-499.

HEIM, ARN. (1916): Monographie der Churfirsten-Mattstock-Gruppe. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 20/3.

HELING, D. (1963): Zur Petrographie des Stubensandsteins. - Diss. Univ. Tübingen.

HELING, D. (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. - Beitr. Miner. Petrogr. 11/3, 272-296.

HERB, R., BREITSCHMID, A., MATTER, A., MOJON, A., und NABHOLZ, W. (1978): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft ins Helvetikum des Berner Oberlands vom 9. und 10. Oktober 1977. - Eclogae geol. Helv. 71/1, 233-254.

HERRMANN, A. G. & KNACKE, D. (1973): Coulometrisches Verfahren zur Bestimmung von Gesamt-, Carbonat- und Nichtcarbonat-Kohlenstoff in magmatischen, metamorphen und sedimentären Gesteinen. - Ztschr. Anal. Chem. 266, 196-201.

ISCHI, H. (1978): Das Berriasien-Valanginien in der Wildhorn-Drusberg-Decke zwischen Thuner- und Vierwaldstättersee. - Diss. Univ. Bern.

JEANS, C. V. (1980): Early submarine lithification in the Red Chalk and Lower Chalk of eastern England: a bacterial control model and its implications. - Proc. Yorkshire geol. Soc. 43/2, 81-157.

JOHNS, W. D., GRIM, R. E. & BRADLEY, W. F. (1954): Quantitative estimation of clay minerals by diffraction methods. - J. sediment. Petrol. 24, 242-251).

JOHNS, W. D., & KURZWEIL, H. (1979): Quantitative estimation of Illite-Smectite Mixed Phases Formed During Burial Diagenesis. - Tscherm. mineral. petrogr. Mitt. 26, 203-215.

KIEFER, H. (1934): Die Tertiärschotter von Alpirsbach im südlichen Schwarzwald und ihre Bedeutung für die Gestaltungsgeschichte Südwestdeutschlands in Jura und Tertiär. - N. Jb. Miner. 72, Beil.-Bd. B.

KONTA, J. (1963): Research work on clay minerals and argillaceous rocks in Czechoslovakia. - Clays and Clay Minerals 10, 426-442.

KRUMM, H. (1965): Mineralbestand und Genese fränkischer Keuper- und Lias-Tone. - Beitr. Mineral. Petrogr. 11, 91-137.

KÜBLER, B. (1961): Sur quelques interstratifiés irréguliers mica - montmorillonite. - Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr. 14/4, 173-178.

KÜBLER, B. (1967): La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. In: Colloque sur les étages tectoniques. - A la Balconnière, Neuchâtel, 105-122.

KÜBLER, B. (1968): Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. - Bull. Centre Rech. Pau - SNPA 2, 385-397.

KÜBLER, B. (1980): Les premiers stades de la diagenèse organique et de la diagenèse minérale. Deuxième partie: Zonéographie par les transformations minéralogiques, comparaison avec la réflectance de la vitrinite, les extraits organiques et les gaz adsorbés. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 46/110, 1-22.

KÜBLER, B., MARTINI, J. und VUAGNAT, M. (1974): Very Low Grade Metamorphism in the Western Alps. - Schweiz. Min. Petr. Mitt. 54, 2/3, 461-469.

KÜBLER, B., PITTION, J. L., HÉROUX, Y., CHAROLLAIS, J. et WEIDMANN, M. (1979): Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelques roches du Jura, de la Molasse et des Nappes préalpines, helvétiques et penniques. - Eclogae geol. Helv. 72/2, 347-373.

LAGALY, G. & WEISS, A. (1970): Anordnung und Orientierung kationischer Tenside auf ebenen Silicatoberflächen. - Ztschr. Kolloid Polymere 237, 266-273.

LANGE, J. & BRUMSACK, H. J. (1977): Total Sulphur Analysis in Geological and Biological Materials by Coulometric Titration Following Combustion. - Ztschr. Anal. Chem. 286, 361-366.

LEMCKE, K. (1970): Epirogenetische Tendenzen im Untergrund und in der Füllung des Molassebeckens nördlich der Alpen. - Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing. 37/91, 25-34.

LEMCKE, K. (1973): Zur nachpermischen Geschichte des nördlichen Alpenvorlandes. - Geologica Bavarica 69, 5-48.

LEMCKE, K. (1975): Molasse und vortertiärer Untergrund im Westteil des süddeutschen Alpenvorlandes. - Jber. Mitt. oberrh. geol. Ver. [N.F.] 57, 87-115.

LEMCKE, K. (1981): Das heutige geologische Bild des deutschen Alpenvorlandes nach drei Jahrzehnten Öl- und Gasexploration. - Eclogae geol. Helv. 74/1, 1-18.

LIPPMANN, F. (1960): Röntgendiagramme von Tonmineralen mit unregelmässiger Wechsellagerung Glimmer-Montmorillonit. - Fortschr. Mineral. 38, 176-182.

LIPPMANN, F. (1973): Sedimentary carbonate minerals. - Springer, Berlin.

LIPPMANN, F. (1977): Diagenese und beginnende Metamorphose bei Sedimenten. - Bull. Acad. serbe Sci. Arts; Classe Sci. nat. math.; Sciences nat. 56/15, 49-67.

LIPPMANN, F. (1979): Stabilitätsbeziehungen der Tonminerale. - N. Jb. Miner. Abh. 136/3, 287-309.

LIPPMANN, F., & CORRENS, C. W. (1954): Struktur und Eigenschaften der Tonminerale. - Ber. Forschungsstelle Bundesverb. Deutsch. Ziegelind., H. 1, 1-15, Bonn.

LIPPMANN, F. & ZIMMERMANN, M. (1983): Mineralogische Untersuchungen am Knollenmergel, Mittlerer Keuper, Trias. - Geol. Rdsch. 72/3.

LIU TUNG-SHENG & CHANG TSUNG-HU (1962): The Loess of China. - Acta Geologica Sinica 42/1, 1-14.

LOTZE, F. (1971): Geologie Mitteleuropas. - Schweizerbart, Stuttgart.

MAC EWAN, D. M. C., RUIZ AMIL, A. & BROWN, G. (1961): Interstratified Clay Minerals. In BROWN, G. (Ed.): The X-ray identification and crystal structures of Clay Minerals (p. 393-445). - Mineral. Soc. London.

MAREL, H. W., VAN DER (1961): Quantitative analysis of the clay separate of soils. - Acta Universitatis Carolinne 1961, Geologica Supplementum 1, 23-82.

MILLOT, G. (1964): Géologie des argiles. - Masson, Paris.

OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 28.

ODIN, G. S. & MATTER, A. (1981): De glauconiarum origine. - Sedimentology 28, 611-641.

PANTIĆ, N. K. & BURGER, H. (1981): Palynologische Untersuchungen in der untersten Kreide des östlichen Helvetikums. - Eclogae geol. Helv. 74/3, 661-672.

PEARSON, R. (1978): Climate and Evolution. - Academic Press, London.

PERSOZ, F. (1982): Inventaire minéralogique, diagenèse des argiles et minéralostratigraphie des séries jurassiques et crétacées inférieures du Plateau suisse et de la bordure sud-est du Jura entre les lacs d'Annecy et de Constance. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 155.

PERSOZ, F. & REMANE, J. (1976): Minéralogie et géochimie des formations à la limite Jurassique-Crétacé dans le Jura et le Bassin vocontien. - Eclogae geol. Helv. 69/1, 1-38.

PFIFFNER, O. A. (1978): Der Falten- und Kleindeckenbau im Infrahelvetikum der Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 71/1, 61-84.

RAISWELL, R. (1976): The microbiological formation of carbonate concretions in the Upper Lias of NE England. - Chem. Geol. 18, 227-244.

RAMSAY, J., et al. (Autorenkollektiv, in Vorb.): Tektonische Karte des Helvetikums, M. 1:100000.

REYNOLDS, R. C. (1967): Interstratified clay systems - calculation of the total one-dimensional diffraction function. - Amer. Mineralogist 52, 661-672.

REYNOLDS, R. C. & HOWER, J. (1970): The nature of interlayering in mixed-layer illite-montmorillonites. - Clays and Clay Miner. 18, 25-36.

SALGER, M. (1965): Zur Petrographie des Schilfsandsteins. - Geologica bavar. 55, 169-178.

SCHEFFER, F. & SCHACHTSCHABEL, P. (1976): Lehrbuch der Bodenkunde. - Enke, Stuttgart.

SCHINDLER, C. M. (1959): Zur Geologie des Glärnisch. - Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.] 107.

SCHLENKER, B. (1971): Petrographische Untersuchungen am Gipskeuper und Lettenkeuper von Stuttgart. - Oberrh. geol. Abh. 20, 69-102.

SCHNEIDER, R. T. (1976): Gasvorkommen im Seelisbergtunnel. - In: SIA-Dok. 14, Bern.

SCHOTT, W., JARITZ, W., KOCKEL, F. & STETS, J. (1968): Zur Paläogeographie der Unterkreide im nördlichen Mitteleuropa, insbesondere in Nordwestdeutschland. - Z. dtsch. geol. Ges. 117, 2/3, 388-390.

SCHÜLE, F. (1974): Petrographische Untersuchungen an den Bunten Mergeln des Mittleren Keupers. - Diss. Univ. Tübingen.

SITTLER, C. (1974a): Le Fossé Rhénan ou la plaine d'Alsace. In: DEBELMAS, J.: Géologie de la France. - Doin, Paris.

SITTLER, C. (1974b): Sous-sol et ressources pétrolifères en Basse Alsace. Aspect géologique et bilan de deux siècles et demi de recherches et d'exploitations. - Saisons d'Alsace 52, 31-62.

SIXTA, V. (1977): Coulometric determinations of carbonates in rock samples. - Z. Anal. Chem. 285, 369-372.

SMITH, A. G. & BRIDEN, J. C. (1977): Mesozoic and Cenozoic paleocontinental maps. - Cambridge Univ. Press, Cambridge.

SMITH, A. G., HURLEY, A. M. & BRIDEN, J. C. (1981): Phanerozoic paleocontinental world maps. - Cambridge Univ. Press, Cambridge.

STEINHAUSER, N. & CHAROLLAIS, J. (1971): Observations nouvelles et réflexions sur la stratigraphie du «Valanginien» dans la région neuchâteloise et ses rapports avec le Jura méridional. - Geobios 4/1, 7-59.

ŠTELCL, J., SVOBODA, L., SCHMIDT, J. & ZÁDRAPA, K. (1977): K petrografii autochtonního paleozoika a mesozoika platformního fundamentu v podloží karpatské prědhlubně a flyšového pásma (úseky «jih» a «střed»). Deutsche Zusammenfassung und deutsche Figurentexte. - Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purk. Brun., Geol. XVIII/29, 3-121.

STRASSER, A. (1979): Betlis-Kalk und Diphyoideskalk (Valanginian) in der Zentral- und Ostschweiz: Stratigraphie, Mikrofazies und sedimentologische Entwicklung. - Mitt. geol. Inst. ETH u. Univ. Zürich [N.F.] 225.

STRASSER, A. (1982): Fazielle und sedimentologische Entwicklung des Betlis-Kalkes (Valanginian) im Helvetikum der Zentral- und Ostschweiz. - Eclogae geol. Helv. 75/1. 1-21.

SUDO, T. & SHIMODA, S. (1978): Clays and Clay Minerals of Japan. - Developments in Sedimentology 26. Elsevier, Amsterdam.

SUSEDKA, J. (in Vorb.): Lithologie und Stratigraphie der untersten Kreide des Helvetikums im Berner Oberland (Arbeitstitel). - Diss. Univ. Bern.

TRÜMPY, R. (1962): Mesozoischer Untergrund und ältere Meeresmolasse im schweizerischen und oberschwäbischen Molassebecken. - Erdöl-Z. 9, 521-527.

TRÜMPY, R. (1969): Die helvetischen Decken der Ostschweiz: Versuch einer palinspastischen Korrelation und Ansätze zu einer kinematischen Analyse. - Eclogae geol. Helv. 62/1, 105-142.

TRÜMPY, R. (1980): Geology of Switzerland, a guide-book. Part A: An outline of the geology of Switzerland. - Wepf, Basel.

VIEBAN, F. (1983): Sédimentologie, minéralogie, stratigraphie et paléogéographie de l'Hauterivien et du Barrémien entre le Jura méridional et les massifs subalpins (Ain, Savoie, Haute-Savoie). - Thèse de Doctorat de 3e cycle; Institut Dolomieu, Grenoble.

WAGNER, W. (1953): Das Gebiet des Rheintalgrabens während des Mesozoikums und zu Beginn seiner tertiären Ablagerungen. - Notizbl. hess. Landesamt Bodenforsch. 81.

WEAVER, C. E. (1956): The distribution and identification of mixed layer clays in sedimentary rocks. - Amer. Mineralogist 41, 202-221.

WEISS, A. & LAGALY, G. (1967): Ein einfaches Verfahren zur Abschätzung der Schichtladung quellungsfähiger glimmerartiger Schichtsilicate. - Ztschr. Kolloid Polymere 216/217, 356-361.

WURSTER, P. (1964): Geologie des Schilfsandsteins. - Mitt. geol. Staatsinst. 33, 1-140, Hamburg.

WYSSLING, G. (in Vorb.): Die Helvetische Unterkreide im Vorarlberg: Paläogeographie und Sedimentologie (Arbeitstitel). - Diss. Univ. Zürich.

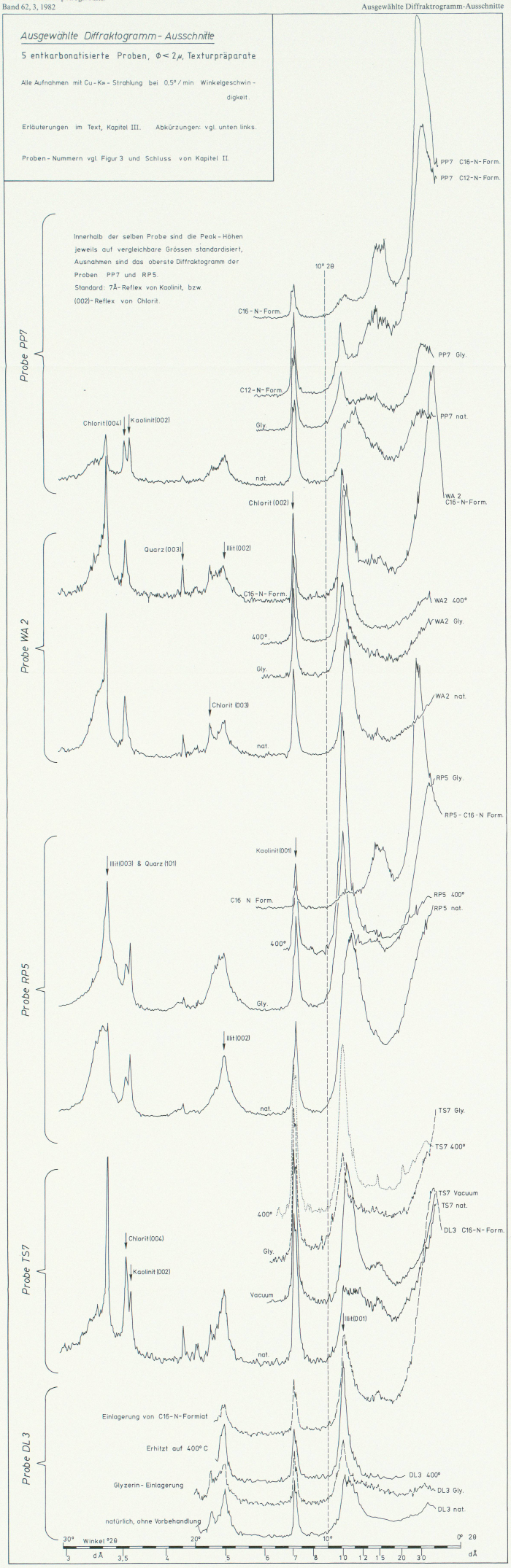
ZACHER, W. (1973): Das Helvetikum zwischen Rhein und Iller (Allgäu-Vorarlberg). - Geotekt. Forsch. 44, 1-74.

ZIEGLER, P. A. (1981): Evolution of Sedimentary Basins in North-West Europe. In: ILLING, L. V. & HOBSON, G. D. (Eds.): Petroleum Geology of the Continental Shelf of North-West Europe, 3-39. - Institute of Petroleum, London.

ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. - Shell Internationale Petroleum Maatschappij, Den Haag.

ZINKERNAGEL, U. (1978): Cathodoluminescence of Quartz and its application to sandstone petrology. - Contr. Sedimentology 8, 1-69.

Manuskript eingegangen am 9. Sept. 1982.


Ausgewählte Diffraktogramm-Ausschnitte
5 entkarbonatisierte Proben, Φ < 2μ, Texturpräparate
Alle Aufnahmen mit Cu-Kα-Strahlung bei 0,5°/min Winkelgeschwindigkeit.
Erläuterungen im Text, Kapitel III. Abkürzungen: vgl. unten links.
Proben-Nummern vgl. Figur 3 und Schluss von Kapitel II.
Innerhalb der selben Probe sind die Peak-Höhen jeweils auf vergleichbare Grössen standardisiert, Ausnahmen sind das oberste Diffraktogramm der Proben PP7 und RP5.
Standard: 7Å-Reflex von Kaolinit, bzw. (002)-Reflex von Chlorit.
10° 2θ
Probe PP7
C16-N-Form.
C12-N-Form.
Gly.
nat.
Chlorit(004)
Kaolinit(002)
PP7 C16-N-Form.
PP7 C12-N-Form.
PP7 Gly.
PP7 nat.
WA 2 C16-N-Form.
Probe WA 2
Chlorit(002)
Quarz(003)
Illit(002)
C16-N-Form.
400°
Gly.
nat.
Chlorit(003)
WA2 400°
WA2 Gly.
WA2 nat.
RP5 Gly.
RP5-C16-N Form.
Probe RP5
Kaolinit(001)
Illit(003) & Quarz(101)
C16 N Form.
400°
Gly.
nat.
Illit(002)
RP5 400°
RP5 nat.
Probe TS7
TS7 Gly.
TS7 400°
TS7 Vacuum
TS7 nat.
DL3 C16-N-Form.
400°
Gly.
Vacuum
nat.
Chlorit(004)
Kaolinit(002)
Illit(001)
Probe DL3
Einlagerung von C16-N-Formiat
Erhitzt auf 400° C
Glyzerin-Einlagerung
natürlich, ohne Vorbehandlung
DL3 400°
DL3 Gly.
DL3 nat.
30° Winkel °2θ 20° 10° 0° 2θ
3 dÅ 3,5 4 5 6 7 8 10 12 15 20 30 dÅ