

Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch : Mineralogie, Chemismus, Herkunft

Autor(en): **Winkler, Wilfried / Galetti, Giulio / Maggetti, Marino**

Objektyp: **Article**

Zeitschrift: **Eclogae Geologicae Helvetiae**

Band (Jahr): **78 (1985)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-165670>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

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

Bentonite im Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch: Mineralogie, Chemismus, Herkunft

VON WILFRIED WINKLER¹⁾, GIULIO GALETTI²⁾ und MARINO MAGGETTI²⁾

ABSTRACT

Bentonite beds and a few ferro-manganiferous layers are described from the Late Maastrichtian to Middle (Late?) Eocene Gurnigel-, Schlieren- and Wägital-Flysch Formations.

The generally yellow, sometimes white bentonites appear as several mm-, and in few cases cm-thick, slightly graded beds. They are particularly frequent in the Upper Maastrichtian and Lower Eocene parts of the flysch series. The occurrence of the bentonites is generally linked to an association of fine-grained turbiditic and carbonate-free green hemipelagic sediments deposited on the abyssal plain and oceanic slope of the flysch basin. It is assumed that the flysch sediments were deposited in a long and narrow South Peninic remanent oceanic basin where repeatedly compressional tectonic movements took place and controlled the sediment dispersal pattern (WINKLER 1984b, WINKLER et al. 1985).

The volcanic origin of the clay seams is suggested by the abundance of montmorillonite in the clay fraction, the typical heavy mineral assemblage and the presence of pyroclastic fragments.

The bentonite composition was investigated by clay mineral, heavy mineral and Röntgen fluorescence analysis in order to reveal the nature of the volcanic sources from which the ash beds were derived. It appears that the Late Maastrichtian bentonites are compositionally different from the Eocene ones: The Early Eocene bentonites are much richer in TiO₂ (about 6–7%), P₂O₅, Zr, Zn and Cu. In Late Maastrichtian bentonites heavy minerals are very rare, whereas the Early Eocene bentonites contain associations largely dominated by apatite. The clay mineralogy and chemical composition clearly reflect the middle diagenetic stage overprint altering the primary composition of the ashes and therefore no conclusions on the volcanic sources seem possible.

However, some Eocene bentonites contain recrystallized pyroclasts which were analyzed in detail. From the mineralogical (plagioclase and berthierine) and chemical composition it can be concluded on a basic to intermediate magmatic source. The major element composition of the pyroclasts and of the whole rock sample show considerable differences, comparable to the element exchange observed during submarine alteration of tholeiitic pillow lavas to palagonite/montmorillonite as described by STAUDIGEL & HART (1983). Using the correction factors based on STAUDIGEL & HART's data and the discrepancies between our pyroclasts and their alteration products, we assumed that an approximate original composition of the ash layers could be determinable. Together with the immobile element content (WINCHESTER & FLOYD 1977), these primary compositions point to andesitic sources for Late Maastrichtian and to alkali basaltic (trachybasaltic) ones for Early Eocene bentonites.

An Early Thanetian bentonite is especially rich in heavy minerals (apatite, zircon). From the zircon typology (PUPIN 1980) it appears that the ash was probably derived from a volcanic source with a calcalkaline, granodioritic composition.

In the Alps the record of synorogenic volcanism is poor. The provenance of our bentonites can only be discussed based on the preserved occurrence of coeval volcanites.

¹⁾ Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Basel, Bernoullistrasse 32, CH-4056 Basel, NF-Projekte Nr. 2.486-0.82 und 2.083-0.83.

²⁾ Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Freiburg, Péroilles, CH-1700 Freiburg.

ZUSAMMENFASSUNG

Die oberkretazisch bis mittel-(ober-?)eozänen südpenninischen Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysche führen neben Fe/Mn-reichen Schichten in verschiedenen Niveaus gelbe und weisse Bentonite. In der Oberkreide ist ihr Vorkommen mit einer heterogenen Turbidit-Fazies assoziiert, während die tertiären Bentonite generell in Ablagerungen der abyssalen Ebene bzw. des ozeanischen Beckenrandes vorkommen. Die tertiären Bentonite enthalten von Apatit dominierte Schwermineralassoziationen und selten andesitisch-basaltische Pyroklaste, die für die weiteren Untersuchungen wichtige Anhaltspunkte lieferten. In einem speziellen Fall könnte die Zirkon-Typologie auf einen durch Subduktion bedingten Vulkanismus hinweisen. Die Rohdaten der chemischen Analysen (RFA) der Bentonite spiegeln die diagenetische Überprägung der ehemaligen Aschenschichten wider, weisen aber bereits auf eine magmatologisch verschiedene Herkunft hin. Die chemischen Daten wurden nach einem eigenen Probenpaar Bentonit-Pyroklaste und nach Literaturdaten auf diagenetische Effekte korrigiert. Die Gesamtheit der Resultate lässt den Schluss zu, dass die voreozänen Bentonite von einem andesitischen, die eozänen von einem basaltischen Vulkanismus s. l. stammen.

In der Literatur fehlen bis heute vergleichbare Daten aus zentralalpinen Flyschen oder Hinweise auf vulkanische Tätigkeiten, an die angeknüpft werden könnte. Es werden deshalb nur verschiedene Möglichkeiten der Herkunft der Aschen angedeutet.

Einleitung

Die südpenninischen Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysche bilden eine Decke, welche sich vom Genfersee bis südlich des Zürichsees erstreckt (Fig. 1). Diese Flysche waren in letzter Zeit Gegenstand mehrerer regionaler sedimentologischer und petrographischer Arbeiten (VAN STUIJVENBERG 1979, 1980; MOREL 1980; WINKLER 1983; WINKLER et al. 1985). Der Wägital-Flysch, bis jetzt paläogeographisch ins Nordpenninikum gestellt (LEUPOLD 1943), kann mit Gurnigel- und Schlieren-Flysch korreliert werden (WINKLER et al. 1985) und muss nach der Evidenz aus dem Querschnitt der Préalpes romandes (CARON et al. 1980) paläogeographisch im «Ultrabriançonnais» bzw. Südpenninikum beheimatet werden.

Im Gegensatz zu den anderen Deckenteilen führt der Wägital-Flysch an seiner Basis eine mächtige Campanien/Maastrichtien-Serie (WINKLER et al. 1985), die mit dem Helminthoiden-Flysch der Nappe supérieure (CARON 1972), besser jedoch noch mit der Planknerbrücke-Serie und der Fanola-Serie (ALLEMANN et al. 1951) der Rhenodanubischen Flysch-Decke verglichen werden kann (WINKLER et al. 1985).

Im übrigen besteht die Flysch-Decke aus terrigenen Turbidit-Serien, die sich altersmässig vom späten Maastrichtien bis ins mittlere (späte?) Eozän erstrecken. Die Turbidite wurden in einem vermutlich remanenten südpenninischen Ozeanbecken in zeitlich und räumlich veränderlichen, kleineren Fächersystemen, die von granitisch-Q-porphyrischen bzw. tonalitisches-andesitischen Liefergebieten geschüttet wurden, abgelagert. Das langgestreckte Becken wurde im Süden vom sich vorschiebenden ostalpinen Kontinentalrand s. l. begrenzt und beliefert (WINKLER 1984b). Nach der Nomenklatur von DICKINSON (1974) wäre die Konfiguration des Kontinentalrandes als «continental margin arc prior to crustal collision» zu klassieren.

Über die eozänen Bentonite im Schlieren- und Gurnigel-Flysch wurde von WINKLER (1983) bereits kurz berichtet. In der vorliegenden Arbeit kann zusätzlich auch der Nachweis von Bentoniten in oberkretazischen und paleozänen Serien erbracht werden. Insbesondere werden die mineralogischen und chemischen Eigenschaften der Aschenlagen beschrieben. Es wird versucht, aufgrund der Chemismen und unter Berücksichtigung der diagenetischen Effekte, Rückschlüsse auf die Arten des Paläovulkanismus zu ziehen.

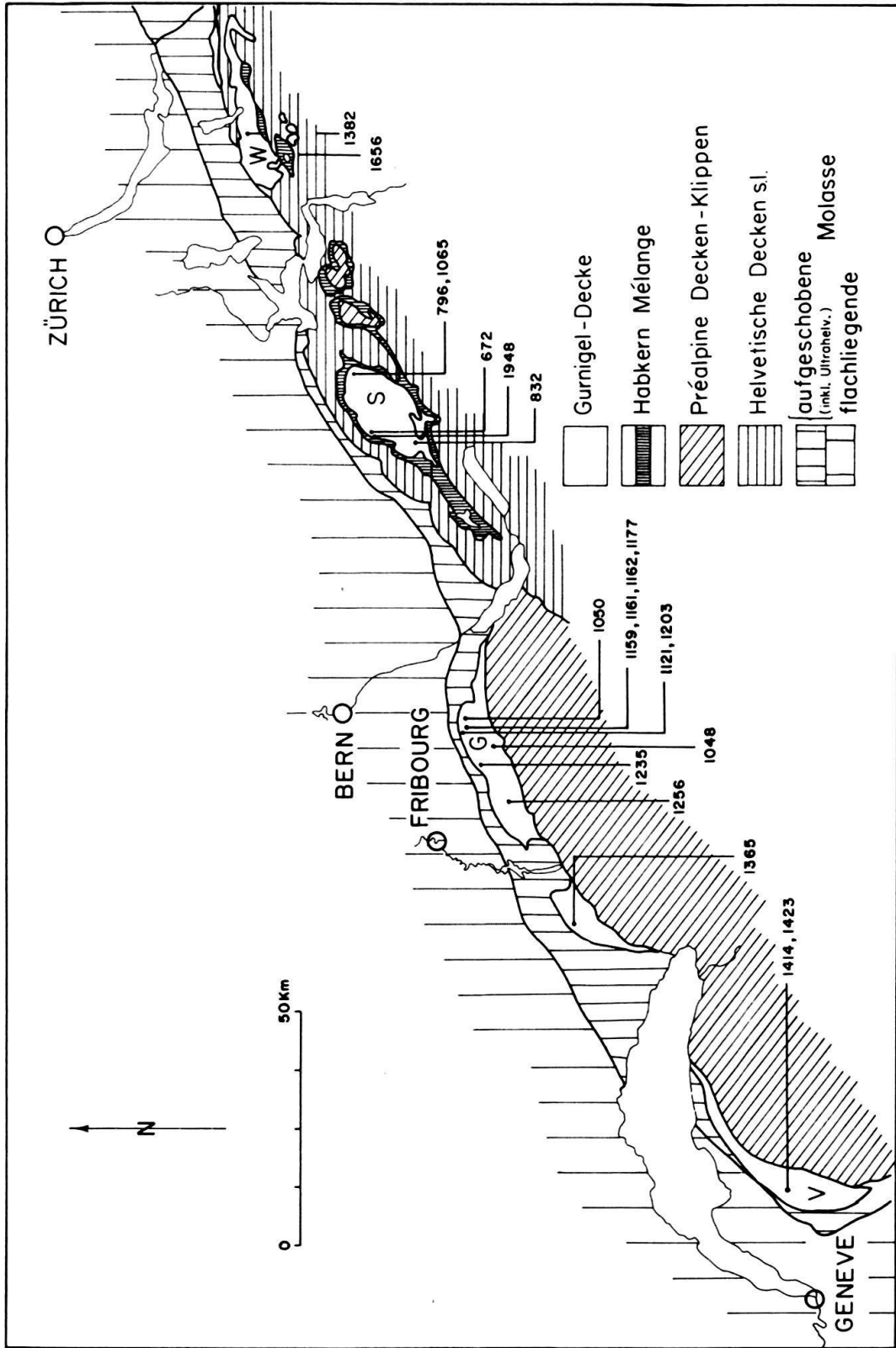


Fig. 1. Geologische Kartenskizze mit Probenpunkten. V-G: Gurnigel-Flysch, S: Schlieren-Flysch, W: Wägital-Flysch.

Verbreitung der Bentonite und assoziierte Sedimente

Die Bentonite treten als gelbe und seltener als weisse tonige Schichten auf, die einige Millimeter bis wenige Zentimeter dick sind. In den letzteren kann auch im Feld eine Gradierung festgestellt werden. Die Untergrenzen sind gewöhnlich scharf ausgebildet. Der Übergang zu den hemipelagischen Peliten im Hangenden ist graduell. Die Fundorte der in dieser Arbeit beschriebenen Bentonite und der assoziierten Fe/Mn-reichen Schichten sind der Figur 1 und der Tabelle 1 zu entnehmen.

In den oberkretazischen Teilen der Flysch-Serien finden sich die Bentonite zusammen mit dünnbankigen Turbiditen (inklusive turbiditischen Coccolithenschlammern) und grünen hemipelagischen Peliten, die bis 50% der Fazies ausmachen können. Diese Faziesintervalle sind an der Basis der Decke intensiv mit bis Zehnermeter mächtigen Spänen von

Tabelle 1: *Verzeichnis der Proben.*

Bentonite

| | | | |
|------------------|---------------|---------------------|-----------------|
| unt.Eozän | 832 (gelb) | Sörenberg | 646.860/186.840 |
| | 796 (weiss) | Christenwald | 660.180/197.740 |
| | 1065 (gelb) | Christenwald | 660.180/197.740 |
| | 672 (gelb) | Fürstein | 647.980/194.120 |
| | 1423 (gelb) | Stbr.Bois de Besson | 519.330/123.130 |
| | 1414 (gelb) | Strasse unt.Clavel | 518.590/122.480 |
| | 1382 (gelb) | Strich | 700.320/214.420 |
| | 1050 (gelb) | Oschoube | 599.825/176.160 |
| | unt.Thanetien | 1948 (gelb) | Fürstein |
| ob.Maastrichtien | 1162 (gelb) | Bärgli | 597.780/176.375 |
| | 1365 (gelb) | Les Esserts | 563.850/159.530 |
| | 1177 (gelb) | Bärgli | 597.820/176.110 |
| | 1159 (gelb) | Bärgli | 597.780/176.375 |
| | 1656 (weiss) | Malosentobel | 696.250/213.250 |

Fe/Mn-reiche Schichten

| | | | |
|------------------|--|---------------|-----------------|
| unt.Eozän | 1256 (braun) | Höllbach | 585.450/171.280 |
| | 1048 (braun) | Aebegrabe | 594.690/173.420 |
| | 1121 (grün/gelb laminiert mit Knollen) | Schwarzenbühl | 596.220/177.120 |
| Danien | 1209 (orangerot) | Einberg | 595.700/177.130 |
| ob.Maastrichtien | 1164 (gelbbraun) | Bärgli | 597.800/176.180 |
| | 1161 (braun) | Bärgli | 597.820/176.110 |
| | 1235 (braun mit Knollen) | Hellstät | 591.810/175.600 |

grobkörnigen, massiven Sandsteinen und grobkonglomeratischen und brekziösen Lithologien tektonisch verschuppt.

Die paleozänen und eozänen Bentonite treten fast ausschliesslich in den «Unteren und Oberen Tonstein-Schichten» auf, Formationen, die im Schlieren-Flysch definiert wurden (WINKLER 1983) und in der ganzen Flysch-Decke anzutreffen sind (WINKLER 1984b). Es handelt sich dabei um 10–50 m mächtige Faziesintervalle, die aus dünnbankigen Turbiditen und dicken, grünen und roten, kalkfreien hemipelagischen Silten und Tonen bestehen. Die Unteren und Oberen Tonstein-Schichten schalten sich im oberen Danien/unteren Thanetien bzw. unteren Eozän in die Flysch-Serien ein und besitzen im Schlieren-Flysch nachweislich mehr oder weniger gegen Norden ansteigende diachrone Obergrenzen.

Die Tonstein-Schichten stellen Ablagerungen der abyssalen Ebene und des äusseren ozeanischen Beckenrandes dar. Diese Ablagerungsräume wurden durch syndimentäre Tektonik verändert, wobei auch das geschüttete terrigene Material auf Änderungen in der Zusammensetzung der Liefergebiete hinweist (WINKLER 1984b). Der heterogene Aufbau der oberkretazischen Serien lässt vermuten, dass die Flysche in unreifen Fächer-systemen («immature fans», HOMEWOOD & CARON 1982) sedimentiert wurden, was gleichfalls auf tektonische Bewegungen während dieses Zeitraums hinweist.

Zusammen mit den Bentoniten treten rotbraune und orangerote Schichten auf, von denen in Tabelle 2 eine Auswahl von chemischen Analysen gegeben ist. Zum Vergleich ist

Tabelle 2: *Chemismus der Fe/Mn-reichen Schichten im Vergleich zum mittleren Chemismus von 24 turbiditischen und hemipelagischen Peliten aus dem Schlieren-Flysch. n. b. = nicht bestimmt; *) $Fe_2O_2 = Fe_{tot}$.*

| Proben | 1256 | 1048 | 1121 | 1209 | 1164 | 1161 | 1235 | Schlieren-Flysch |
|--------------------------------|--------|--------|--------|--------|-------|-------|-------|------------------|
| Gew. % | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 49.20 | 53.73 | 30.07 | 62.66 | 37.50 | 27.96 | 43.66 | 53.45 ± 7.92 |
| TiO ₂ | 0.81 | 0.88 | 0.43 | 0.41 | 0.31 | 0.41 | 0.51 | 0.85 ± 0.19 |
| Al ₂ O ₃ | 15.26 | 14.40 | 8.39 | 10.91 | 7.44 | 7.65 | 11.91 | 18.95 ± 4.11 |
| Fe ₂ O ₃ | 14.18 | 11.85 | 48.05 | 15.63 | 10.12 | 46.14 | 29.57 | 5.37 ± 1.55*) |
| FeO | 2.86 | 1.00 | 1.01 | 0.32 | 0.26 | 0.74 | - | n. b. |
| MnO | 0.37 | 0.15 | 0.48 | 0.22 | 0.30 | 0.37 | 1.40 | 0.04 ± 0.03 |
| MgO | 1.81 | 1.62 | 0.86 | 0.83 | 0.92 | 0.84 | 1.23 | 2.00 ± 0.59 |
| CaO | 3.06 | 2.14 | 0.62 | 0.58 | 20.73 | 0.65 | 0.94 | 5.30 ± 7.85 |
| Na ₂ O | 0.04 | 0.31 | 0.23 | 1.25 | 0.35 | - | 0.17 | 0.52 ± 0.20 |
| K ₂ O | 2.78 | 3.85 | 1.65 | 2.23 | 1.46 | 1.52 | 2.19 | 4.14 ± 1.22 |
| P ₂ O ₅ | 0.11 | 0.15 | 0.15 | 0.23 | 0.30 | 0.17 | 0.20 | 0.09 ± 0.02 |
| GV | 9.62 | 7.58 | 9.65 | 5.20 | 19.47 | 12.85 | 8.17 | 8.73 ± 5.52 |
| Σ | 100.10 | 100.48 | 101.59 | 100.47 | 99.16 | 99.30 | 99.95 | 99.44 |
| ppm | | | | | | | | |
| Zr | 151 | 156 | 45 | 134 | 74 | 97 | 74 | 167 ± 78 |
| Sr | 104 | 115 | 30 | 104 | 568 | 278 | 42 | 276 ± 160 |
| Rb | 167 | 226 | 110 | 122 | 79 | 152 | 180 | 218 ± 64 |
| Zn | 56 | 81 | 52 | 58 | 76 | 85 | 50 | 106 ± 21 |
| Cu | 6 | 12 | - | 28 | 9 | 18 | 28 | 55 ± 24 |
| Ni | 70 | 45 | 41 | 44 | 24 | 48 | - | 57 ± 12 |
| Cr | 194 | 207 | 504 | 94 | 48 | 97 | 293 | 142 ± 42 |
| Ba | 270 | 331 | 253 | 517 | 130 | 258 | 395 | 434 ± 107 |
| Gew. % | | | | | | | | |
| H ₂ O ⁻ | 4.38 | 3.83 | 3.29 | 3.20 | 2.17 | 3.28 | 4.50 | 2.74 ± 0.75 |
| Karbonat-Gehalt in % | 2.00 | - | - | - | 31.50 | - | - | variabel |

in der gleichen Tabelle die mittlere Zusammensetzung von 24 turbiditischen und hemipelagischen Peliten aus dem Schlieren-Flysch aufgeführt. Aus diesen Daten ist ersichtlich, dass die braunen und orange Schichten gegenüber den normalen Sedimenten z. T. wesentlich höhere, z. T. massiv höhere Eisen- und Mangangehalte aufweisen. Besonders zu erwähnen sind in diesem Zusammenhang die Schichten 1121 und 1235, die in einer gelbgrün laminierten bzw. braunen Grundmasse kleine makroskopische Manganknöllchen führen (\varnothing bis 0,5 cm). Die orangerote Schicht 1209 besteht in der Tonfraktion zu einem grossen Teil, die braune Schicht 1048 zum Teil aus Lepidocrocit (g-FeOOH). Die Anwesenheit solcher Fe- und Mn-reicher Schichten unterstreicht den «ozeanischen» Charakter dieser Flysch-Serien.

Die turbiditischen und hemipelagischen Pelite, die sich durch Farbe, Karbonatgehalt und Fauneninhalt (WINKLER 1984a) voneinander unterscheiden, führen in der Tonfraktion hauptsächlich Illit und eine unregelmässige Wechsellagerung Illit/Montmorillonit. Fe-Chlorit und Kaolinit sind in kleineren variablen Mengen vorhanden.

Aus den Illit-Kristallinitäten, die ebenfalls in verschiedenen Deckenteilen bestimmt wurden, ist ersichtlich, dass die Decke einen mittleren Diageneseegrad (nach DUNOYER 1970) erreicht hat (VAN STUIJVENBERG 1979; MOREL 1980; WINKLER 1983). Im Schlieren-Flysch lässt sich in den Tonstein-Schichten ein deutlich höherer Gehalt von Montmorillonit in der Illit-Montmorillonit-Wechsellagerung feststellen (WINKLER 1983). Dies weist darauf hin, dass auch die turbiditischen und hemipelagischen Sedimente grössere Beimengungen von vulkanischem Material enthalten.

Mineralogie der Bentonite

Die Bentonite bestehen zur Mehrheit aus einer gelblichen bis weissen tonig-siltigen Matrix, teilweise schwach bioturbirt und Mangan-Dendriten enthaltend. Darin finden sich in den eozänen Bentoniten vereinzelt Plagioklas-Körner, die progressiv auslöschend oder wenige Albit-Zwillingslamellen aufweisen. Nach der Auslösungsschiefe haben sie mittlere bis höhere Anorthit-Gehalte. Sanidine wurden zumindest in eozänen Bentoniten nicht beobachtet. Abgesehen von den später besprochenen Ausnahmen sind Schwerminerale und Pyroklaste noch seltener anzutreffen.

Als grobe, nicht bentonitspezifische Beimengungen konnten Quarz- und Glaukonitkörner identifiziert werden. Wie bereits in WINKLER (1983) festgestellt, bestehen die Bentonite nicht nur aus vulkanischem Material. Da die Flysche in grosser Wassertiefe abgelagert wurden, ist eine Verunreinigung der durch die Wassersäule absinkenden Asche mit dem anderen terrigenen Material und durch Bodenströmungen zu erwarten. Für detailliertere Untersuchungen wurde deshalb nur eine Auswahl mineralogisch möglichst reiner Bentonite berücksichtigt.

Tonminerale

Die semiquantitative Auswertung der Tonfraktion erfolgte mit routinemässigen Methoden (siehe WINKLER 1983). Die Ergebnisse sind in Tabelle 3 aufgelistet. Die Bentonite können demnach in zwei Gruppen aufgeteilt werden:

1. *Tertiäre Bentonite*, die mit Ausnahme der Schicht 832 (sehr dünn und möglicherweise mit umgebendem Sediment vermischt) keine selbständige Illit-Phase enthalten. Sie

Tabelle 3: *Semiquantitativ bestimmte Tonmineral-Anteile (%) in den Bentoniten.*

| Proben | Montmorillonit | in Wechsellagerungs- mineralien | | Illit | Chlorit | Kaolinit |
|--------|----------------|------------------------------------|-------|-------|---------|----------|
| | | Montm. | Illit | | | |
| 832 | 4 | 16 | 19 | 53 | 3 | 4 |
| 796 | - | 46 | 46 | - | - | 8 |
| 1065 | - | 80 | 4 | - | 16 | - |
| 672 | 100 | - | - | - | - | - |
| 1423 | 100 | - | - | - | - | - |
| 1414 | 100 | - | - | - | - | - |
| 1382 | - | 43 | 52 | - | 2.5 | 2.5 |
| 1050 | 33 | 33 | 33 | - | - | - |
| 1948 | - | 67 | 29 | - | - | 4 |
| 1162 | - | 37 | 27 | 26 | tr | tr |
| 1365 | - | 57 | 6 | 37 | - | - |
| 1177 | - | 38 | 17 | 45 | - | - |
| 1159 | - | 22 | 32 | 42 | - | - |
| 1656 | - | 13 | 29 | 54 | 4 | - |

führen mehr oder weniger von Montmorillonit geprägte Illit-Montmorillonit-Wechsellagerungsmineralien oder reinen Montmorillonit.

2. *Oberkretazische Bentonite* mit selbständigem Illit und mehr oder weniger montmorillonitischen Wechsellagerungsmineralien.

Diese Gruppierung lässt wahrscheinlich eine etwas weiter fortgeschrittene Diagenese in den älteren und durch Überlagerung und Tektonik stärker beanspruchten Deckenteilen erkennen, welche eine stärkere Illitisierung der Montmorillonit-Anteile bewirkten. Ein ähnlicher Trend ist in den turbiditischen und hemipelagischen Peliten des Gurnigel- und Schlieren-Flysches festzustellen, doch bleiben die Unterschiede in der Illit-Kristallinität jederzeit gering (VAN STUIJVENBERG 1979; WINKLER 1983). Da die Aschenlagen primär unterschiedliche Zusammensetzungen hatten, ist anzunehmen, dass sie verschiedene diagenetische Umwandlungen erfahren haben.

Schwermineralien

Die Schwermineralien wurden mit warmem Désogen aus der tonigen Grundmasse gelöst und durch Bromoform-Trennung angereichert. Die Bentonite (vor allem oberkretazische) enthalten in der Regel wenig oder keine durchsichtigen Schwermineralien. Hingegen führen sie teilweise bedeutende Mengen von opaken Mineralien (bis 80% der schweren Fraktion), die jedoch nicht näher untersucht wurden. Nur in einem Fall wurden radial kristallisierte Pyrit/Markasit-Kugeln näher identifiziert.

Die Assoziationen der durchsichtigen Schwermineralien werden von idiomorphen und z. T. einschlussreichen Apatiten dominiert (> 60%), gefolgt von idiomorphen Zirkonen (Tab. 4). Pseudohexagonale Biotitplättchen und Titanite sind selten. In Anbetracht der sehr hohen Titangehalte der eozänen Bentonite wäre eine grössere Häufigkeit von TiO₂-Mineralien zu erwarten: Pulver-Diffraktogramme (WINKLER 1983) ergaben eine Form von feinkörnigem Anatas.

Tabelle 4: Schwerminerale in einigen Bentoniten mit ausreichender Kornanzahl in Prozent (A = Anatas, B = Brookit, R = Rutil, tr = Spuren).

| Proben | Apatit | Zirkon | Titanit | Spinell | TiO ₂ -Gruppe | Turmalin | Granat | Anzahl Körner |
|--------|--------|--------|---------|---------|--------------------------|----------|--------|---------------|
| 832 | 91 | 6 | - | - | 1 (R) | 1 | 1 | (100) |
| 796 | 94 | 4 | - | - | - | - | 2 | (50) |
| 1065 | 93 | - | - | - | 6 (A) | - | 1 | (80) |
| 1050 | 58 | 29 | - | - | 8 (A) | - | 5 | (50) |
| 1948 | 68 | 30 | 2 | 1 | 1 (B) | 2 | - | (100) |
| 1159 | 60 | 17 | 2 | - | 6 (A,B,R) | 15 | - | (110) |

Gut gerundete Schwerminerale wie Rutil, Brookit, Anatas, Zirkone, Turmaline und Granate werden als terrigen klastische Beimengungen betrachtet. Sie stellen normalerweise einen sehr geringen Anteil dar.

Der einzige oberkretazische Bentonit, der zur quantitativen Analyse ausreichende Mengen von Schwermineralen führte, enthält 15% Turmalin (Tab.4). Es sind sehr kleine, stengelig-idiomorphe, in dunkelster Stellung grünblaue bis blaue Körner mit Zonarbau (Bestimmung S. Graeser, Basel). Ihr Habitus weicht von dem der deutlich gerundeten terrigen klastischen Turmaline ab.

Das reichste Schwermineralpräparat lieferte der Bentonit 1948 aus dem unteren Thanetien des Schlieren-Flysches, bestehend aus annähernd 70% idiomorphen, teilweise im Kern getrübten, zonaren Apatiten. Die 30% Zirkone haben einen von Prismen dominierten länglichen Habitus und sind ebenfalls teilweise zoniert (Fig. 2).

Zirkon-Typologie der Schicht 1948

Nach PUPIN (1980) ist in granitischen Gesteinen der Habitus der Zirkone durch das Kristallisationsmedium und die Bildungstemperatur bestimmt. Die Ausbildung von Py-

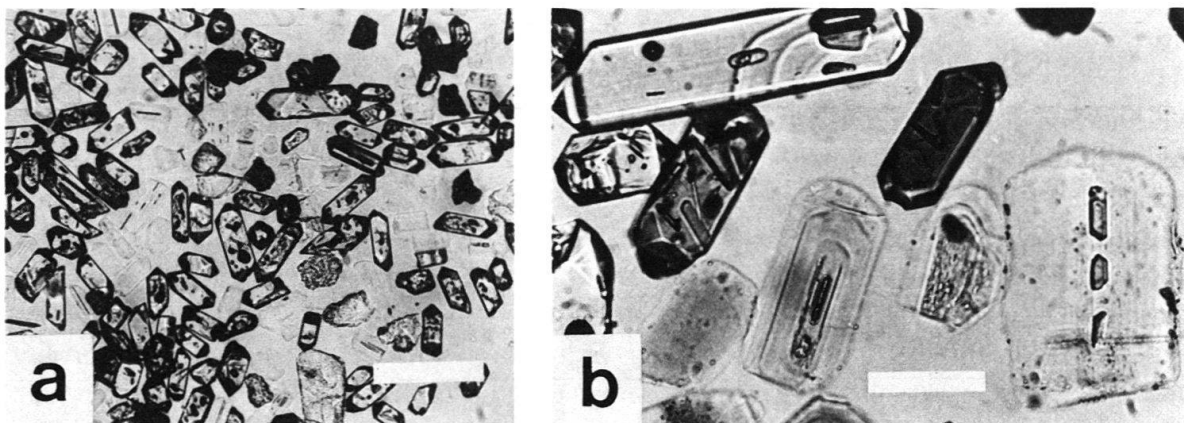


Fig. 2. Kornpräparat der Schwerminerale in Probe 1948. a: Übersicht: Zirkone mit dunklen, Apatite mit hellen Konturen (Balkenlänge = 0,2 mm). b: Detail mit zonaren Apatiten und einschlussreichen Zirkonen (Balkenlänge = 0,05 mm).

ramiden wird durch das Al/Alkali-Verhältnis (Index IA) im Magma und die Ausbildung von Prismen durch die Kristallisationstemperatur (Index IT) kontrolliert.

Die Zirkone des Bentonites 1948 ergeben nach Auszählung von 150 Individuen im Diagramm von PUPIN (1980) eine typologische Verteilung mit Mittelpunkt bei IA = 500 und IT = 700. Die homogene Verteilung (siehe Fig. 3) zeigt den primären Ursprung der Zirkone aus einem granodioritischen Magma mit einer Bildungstemperatur von $\pm 850^\circ\text{C}$ an.

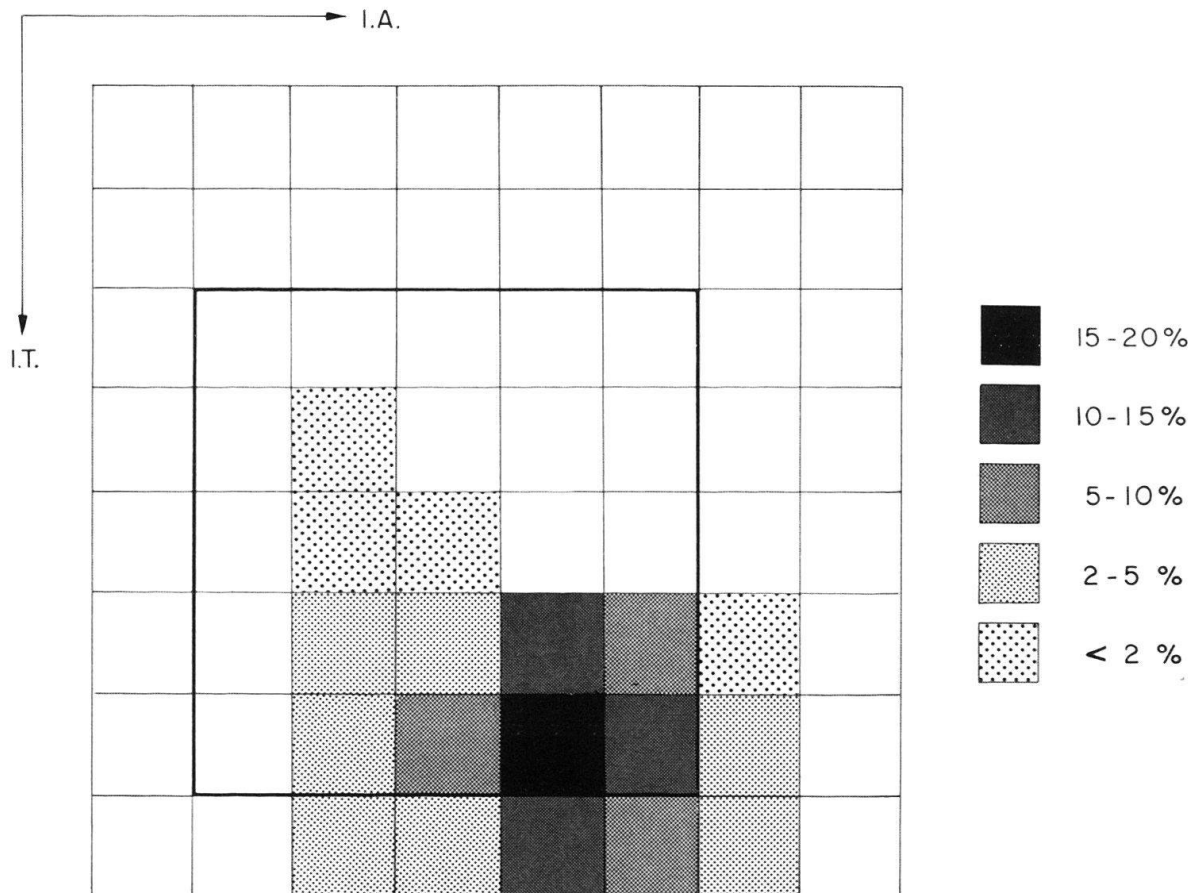


Fig. 3. Die Zirkone der Schicht 1948 im typologischen Diagramm nach PUPIN (1980) mit Häufigkeiten in Prozent.

Die Kenntnis der Zirkon-Typologien in nichtgranitischen magmatischen Gesteinen ist noch beschränkt. Nach den vorläufigen Daten von PUPIN (1980, Fig. 10) liegt der Mittelpunkt der Zirkon-Population im Schnittbereich der Kalk-Alkali-Serie-Rhyolite mit magmatischen Charnokiten und Tonaliten bzw. Quarzgabbros bis -dioriten. Für PUPIN (1980) ist diese Konvergenz ein Argument für die ähnliche Genese dieser Magmen. Ein alkalischer oder tholeiitischer Chemismus des Magmas wäre demnach in unserem Fall auszuschliessen. Nach der Zirkon-Typologie der Aschenlage 1948 wäre diese von einem kalkalkalischen Vulkanismus herzuleiten, der möglicherweise mit einer Subduktion verknüpft war. Dies lässt sich aber nicht a priori auf die Genese der anderen Bentonite übertragen.

Pyroklaste

Zwei untereoäne Bentonite (796 und 1065) enthalten grössere Mengen von feinsandigen entglasten Aschenpartikeln. Sie sind in den basalen Teilen der Schichten angereichert

und machen max. 40% des Gesamtgesteins aus. Die mittlere Korngrösse liegt bei 0,13 mm, die Sortierung ist sehr gut.

Im Dünnschliff lassen sich die Pyroklaste (siehe WINKLER 1983) als unregelmässig geformte Aggregate von feinkristallinem oder strahligem Plagioklas erkennen. Die REM-Aufnahmen (Fig. 4) zeigen noch die mehr oder weniger poröse Struktur der Körner, die z. T. leistenartig und maschenhaft ausgebildeten Plagioklase und toniges Material in den Zwischenräumen.

Die Partikel wurden ebenfalls mit Désogen aus dem Gesteinsverband gelöst und aus der Probe 796, welche die bei weitem meisten Partikel enthielt, mit dem Frantz-Magnetscheider angereichert. Die röntgendiffraktometrische Untersuchung von Pulver zeitigt eine zweiphasige Zusammensetzung der Körner:

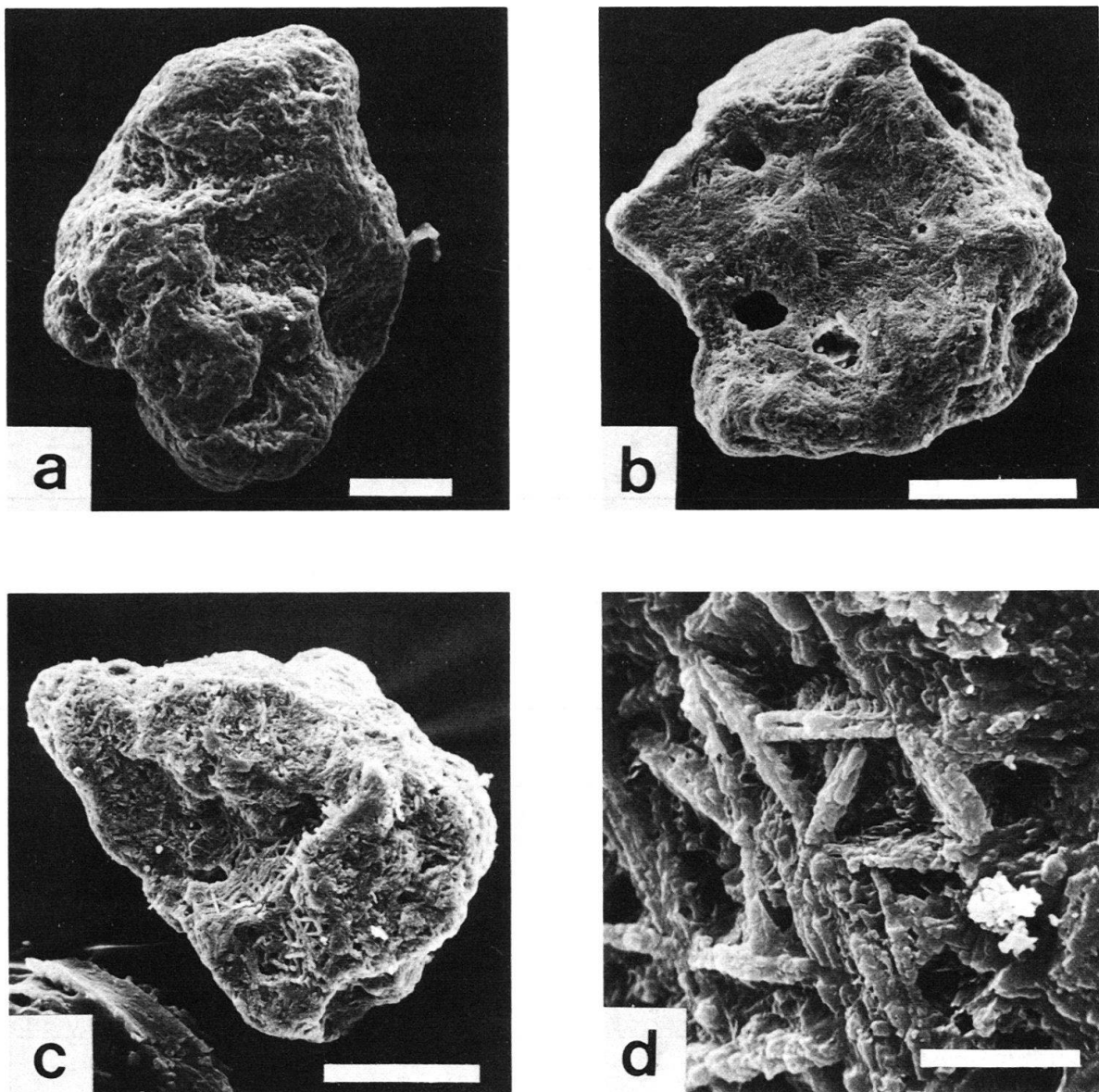


Fig. 4. REM-Aufnahmen von Pyroklasten. a: Bentonit 796, Balkenlänge = 0,05 mm; b: Bentonit 1065, Balkenlänge = 0,05 mm; c: Bentonit 1065, Balkenlänge = 0,05 mm; d: Detail von c, Balkenlänge = 0,005 mm.

1. Plagioklase, die nach den Peak-Positionen und auch nach einzelnen Mikrosondenmessungen (R. Oberhänsli, Bern) Chemismen von Andesin bis Labradorit aufweisen,
2. Berthierin (Septechlorit mit Serpentinstruktur, DEER et al. 1962; BRINDLEY & BROWN 1980), der sich durch Umwandlung aus Oliven und ?Orthopyroxen bildet.

Die mineralogische Zusammensetzung dieser eozänen Pyroklasten lässt darauf schließen, dass die Aschen dieser beiden Schichten von einem basischen bis intermediären Vulkanismus gefördert wurden.

In voreozänen Bentoniten wurden vereinzelt ähnlich geformte, jedoch vollständig umkristallisierte Partikel gefunden. Ihr vulkanischer Ursprung ist jedoch nicht gesichert.

Zusammenfassende Argumentation für die magmatische Herkunft der Bentonite

Zur Unterscheidung der Bentonite von den normalen turbiditischen und hemipelagischen Sedimenten der Flysch-Serien stehen eine Reihe von sedimentologischen und sedimentpetrographischen Arbeiten zur Verfügung (VAN STUIJVENBERG 1979, 1980; MOREL 1980; WINKLER 1983, 1984a, 1984b). Für Überlegungen zu den Sedimentationsmechanismen, die für die Ablagerung der Bentonit-Schichten verantwortlich sein konnten, muss vor allem die mineralogische Zusammensetzung der Schichten herangezogen werden, da wegen der geringen Mächtigkeiten und der Feinheit des Materials (bzw. der diagenetischen Homogenisierung) Sedimentstrukturen kaum beobachtet werden können. Bei einer Umlagerung der Aschen in Form von Turbiditen oder durch Bodenströmungen wäre eine Vermischung mit dem normalen terrigenen Sediment mit Sicherheit anzunehmen. Dieses Phänomen ist z. B. von den turbiditischen Peliten bekannt, die reduzierte Vergesellschaftungen von Rhabdamminen führen, die in reichen Assoziationen typisch für die hemipelagischen Sedimente sind (WINKLER 1984a). Die in dickeren Schichten beobachtete Gradierung bzw. basale Anreicherung von Tuffit-Fragmenten kann durch Umarbeitung oder aber auch durch verschiedene Sinkgeschwindigkeiten nach Partikelgrößen erklärt werden.

Was die mineralogische Eigenständigkeit betrifft, müssen wir uns auf die tertiären Bentonit-Beispiele stützen, da in den oberkretazischen Bentoniten die Diagenese weiter fortgeschritten ist. Das seltene Vorkommen von Schwermineralien, die auf diesen Diageneseegrad nicht sensibel reagieren sollten, weist aber möglicherweise auf eine andere primäre Zusammensetzung der Aschenlagen hin.

Die Bentonite mit ausreichenden Mengen von durchsichtigen Schwermineralien führen beschränkte bentonitspezifische Assoziationen, die von Apatit und Zirkon dominiert werden. Euhedraler Biotit tritt akzessorisch auf, Titan ist in Form von sehr feinkörnigem Anatas vorhanden. Solche Assoziationen sind für WEAVER (1963) wichtige Hinweise auf die Reinheit, d. h. die Nichtumlagerung der vulkanischen Aschen.

Die montmorillonitischen Bentonite unterscheiden sich in der tonmineralogischen Zusammensetzung deutlich von den turbiditischen und hemipelagischen Peliten, die in der gleichen Kornfraktion vorwiegend Illit führen. Die erhöhten Montmorillonit-Gehalte in den Sedimenten der Tonstein-Schichten (WINKLER 1983), mit denen die Bentonite auch vorwiegend auftreten, weisen eher darauf hin, dass vulkanische Aschen auch auf Liefergebiete, turbiditische Bereitstellungsräume und offene Beckenbereiche verstreut wurden. Grüne hemipelagische Tone z. B. zeigen die Anwesenheit von höheren Montmo-

rillonit-Gehalten durch eine sehr oberflächliche, für die Bentonite typische gelbe Verwitterungsfarbe an.

Die in den Bentoniten aufgefundenen Pyroklaste sind wegen ihrer Form und Porosität, aber auch vor allem wegen ihrer mineralogischen Zusammensetzung (Andesin bis Labradorit) in den Plagioklasen nicht durch spätdiagenetische Vorgänge (z. B. als Konkretionen) entstanden. Sie stellen eindeutig frühe vulkanische Entglasungsprodukte dar.

Die aufgrund dieser Kriterien ausgewählten Bentonit-Schichten können demnach als ziemlich reine umgewandelte Aschenlagen betrachtet werden, die sich aus subaerischen Aschenwolken im Meeresbecken absetzten. Eine leichte Kontamination wird jedoch festgestellt.

Partikelgrösse und Transportweite

Die Distanzen, welche Aschenpartikel von explosiven Vulkanen zurücklegen können, hängen von der Höhe, in die sie hochgeschleudert werden, ab, d. h. unter anderem von der Natur des Vulkanismus, von der Partikelgrösse und -form und von den meteorologischen Verhältnissen. Von diesen Parametern kennen wir die Partikelgrößen in drei Bentoniten.

Die mittlere Korngrösse der Pyroklasten in den Bentoniten 796 und 1065 beträgt 0,13 mm, während die Apatite und Zirkone der Schicht 1948 im Mittel 0,06 und 0,07 mm gross sind. Angesichts der höheren Dichte dieser Körner kann eine den Aschenpartikeln aerodynamisch äquivalente Grösse angenommen werden.

Nach den empirisch, jedoch mit Medianwerten berechneten Transportweiten von vulkanischen Aschen durch FISHER (1964), der auch maximale Windunterstützung in Betracht zieht, sollten die groben Partikel dieser Schichten nicht weiter als 100–300 km transportiert worden sein. Da in diesen Bentoniten wahrscheinlich nur die groben Partikel erhalten sind, sollte es sich dabei in unserem Fall um minimale Transportweiten handeln.

Die prähistorische minoische Eruption von Santorin in der Ägäis förderte Tephra und sehr feinkörnige Aschen, die durch den Wind nach Südosten in die Ägäis und ins östliche Mittelmeer verteilt wurden (SPARKS et al. 1983). Wenn wir Korngrößen und Dicke unserer Bentonite mit diesen Angaben vergleichen, können wir Transportweiten von 200–500 km annehmen.

Chemische Analysen der Bentonite

Methodik

Die chemische Elementanalyse ist mit einem Philips-Röntgenspektrometer PW 1400, mit Cr-Anode, durchgeführt worden.

Für die Bestimmung von Haupt- und Spurenelementen sind zwei getrennte Aufbereitungsverfahren üblich:

Für die Untersuchung auf Spurenelemente wird das analysenfeine Pulver mit einer gesättigten Mowiol-Wasser-Lösung (Bindemittel) gemischt und zu Tabletten gepresst.

Für die Bestimmung der Hauptelemente wird das zu analysierende Material zuerst während einer Stunde bei 1000°C geglüht (= Glühverlust), dann mit Lithiumtetraborat und Lithiumfluorid gemischt und bei 1150°C aufgeschlossen.

Die Auswertung geschieht mit dem am Spektrometer angeschlossenen HP-85-Rechner. Die Umwandlung der Messwerte in Konzentrationen, nach Berücksichtigung von Matrixeffekten und nach Korrektur von Untergrund und Linienüberlagerung, wird anhand von Eichkurven, die mit geochemischen Referenzproben hergestellt worden sind, durchgeführt. Die Reproduzierbarkeit wird am Spektrometer laufend geprüft, und die relative Standardabweichung ist im Durchschnitt wesentlich kleiner als 1%.

Resultate

In der Tabelle 5 sind die mittels RFA ermittelten chemischen Zusammensetzungen der untersuchten Proben aufgeführt. Sie sind jedoch wegen der sekundären Veränderungen zu Vergleichen nur beschränkt verwendbar. In Tabelle 6 wurden sie deshalb karbonat- und wasserfrei berechnet und auf 100% normiert. Die voreozänen und eozänen Bentonite unterscheiden sich in dieser Form bereits deutlich. Die älteren Schichten haben höhere Gehalte von SiO_2 , K_2O , Sr und Rb, sind aber ärmer an Al_2O_3 , P_2O_5 , Zr, Zn, Cu und Cr. Da in den jüngeren Schichten in bezug auf Verwitterung und Metamorphose immobile Elemente wie Ti und Zr (WINCHESTER & FLOYD 1977) stärker vertreten sind, ist anzunehmen, dass die hier festgestellten Unterschiede auf primäre magmatische Differenzen zurückzuführen sind.

Überlegungen zum ursprünglichen Magmenchemismus

In diesem Abschnitt soll diskutiert werden, ob unter Zuhilfenahme der Nomenklatur magmatischer Gesteine und der chemischen Zusammensetzung der Bentonite Hinweise auf die primäre Natur des Vulkanismus abzuleiten sind. Die Beantwortung dieser Frage wäre wichtig, um ursprüngliche Fördergebiete zu rekonstruieren.

Die magmatische Natur der bentonitisierten Aschen könnte z. B. mit der Q'/Anor-Klassifikation (STRECKEISEN & LE MAITRE 1979) erfasst werden (Fig. 5a). Viele Daten lassen sich aber wegen der für magmatische Gesteine unrealistischen Werte nicht in ein solches Diagramm eintragen, die verbleibenden Werte streuen stark, und somit lässt sich der magmatische Charakter offensichtlich nicht festlegen. Einzig von den Pyroklasten der Schicht 796 (Probe 796T, Tab. 6) glauben wir, dass ihre heutige chemische Zusammensetzung mehr oder weniger der ursprünglichen entspricht. Sie liegen im Diagramm (Fig. 5a) weitab im Bereich der Andesite und Basalte. Diese Position ist auch mit den Mineralphasen, die oben beschrieben wurden, im Einklang. Ihre SiO_2 -, TiO_2 -, Al_2O_3 -, FeO^* - und K_2O -Gehalte passen gut zu einem intermediären bis basischen Vulkanismus, doch sind z. B. die MgO- und CaO-Werte zu niedrig (Tab. 6). Die Pyroklaste wurden demnach ebenfalls sekundär verändert.

Ausgehend von der Annahme, dass die Analyse 796T – trotz den fassbaren Veränderungen – einem primärmagmatischen Chemismus am ehesten entspricht, wurde eine theoretische Primärzusammensetzung der Schicht 796 im Sinne von STAUDIGEL & HART (1983) berechnet (Tab. 7, 8). Diese Autoren haben den isomolaren Elementaustausch, der während der submarinen Entglasung von tholeiitischen Pillowlaven zu Palagonit/Montmorillonit-Gemischen stattfindet, quantifiziert. Bei einem theoretisch angenommenen 50prozentigen Gewichtsverlust zeigt der Vergleich von Zunahme und Abnahme von Elementkonzentrationen bei den meisten Hauptelementen eine gute Übereinstimmung unserer Daten mit den von diesen Autoren berechneten Werten (Tab. 7). Grössere Unterschiede in den Konzentrationsveränderungen sind bei TiO_2 , FeO, MnO, MgO und K_2O zu verzeichnen. Die von STAUDIGEL & HART (1983) vorgenommene Quantifizierung wird durch die passive Anreicherung von TiO_2 bestimmt und lässt sich für Ti-Zunahmen von 60% und mehr durchführen. Es besteht also hier eine Unsicherheit. In unserem Fall können gewisse Abweichungen auch dadurch erklärt werden, dass bei der Analyse der Gesamtgesteinsprobe 796 sowohl die gröberen Pyroklaste als auch Bentonitmatrix erfasst wurden.

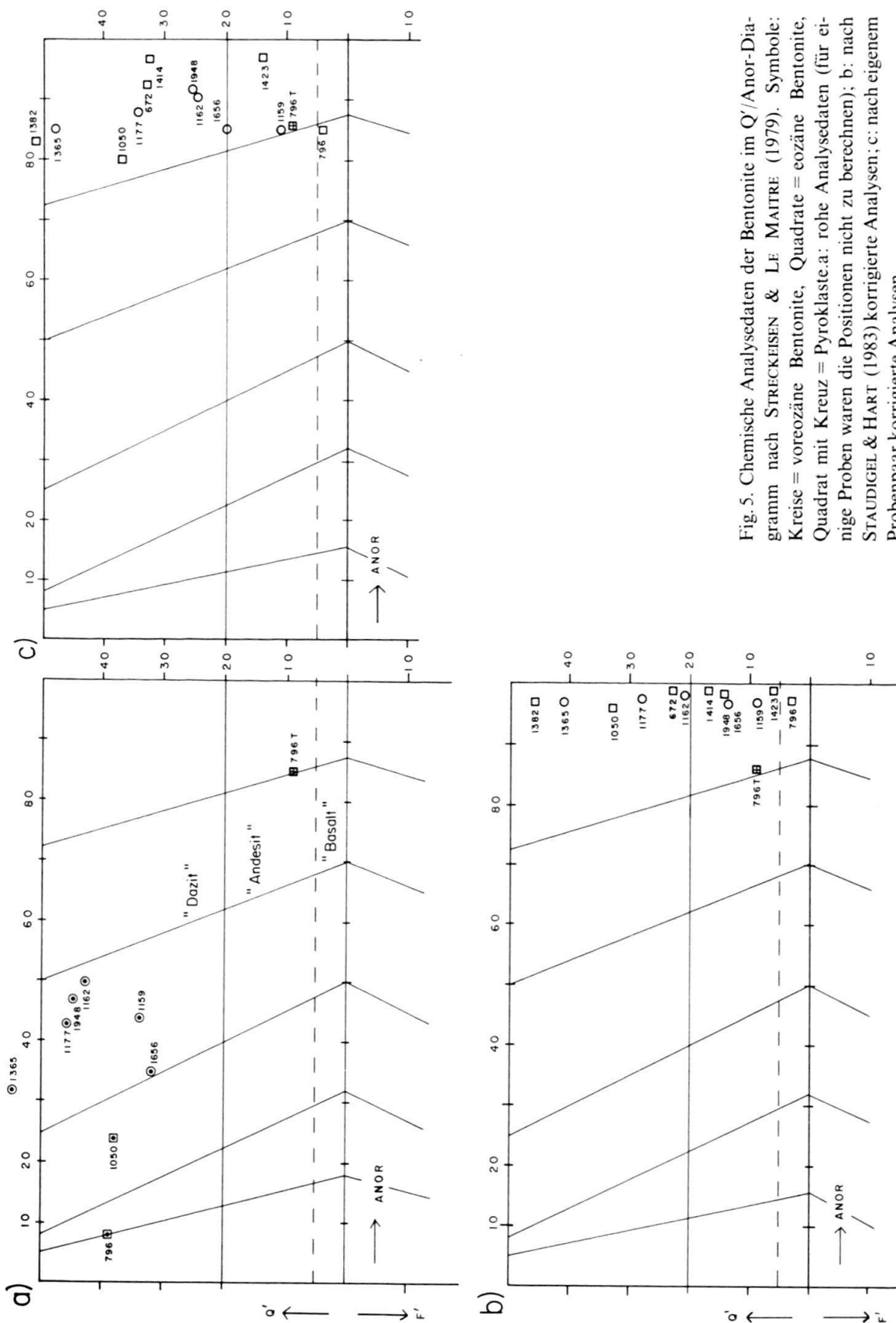


Fig. 5. Chemische Analysedaten der Bentonite im Q'/Anor-Diagramm nach STRECKEISEN & LE MAITRE (1979). Symbole: Kreise = vorozäne Bentonite, Quadrate = eoazäne Bentonite, Quadrat mit Kreuz = Pyroklaste. a: rohe Analysedaten (für einige Proben waren die Positionen nicht zu berechnen); b: nach STAUDIGEL & HART (1983) korrigierte Analysen; c: nach eigenem Probenpaar korrigierte Analysen.

Tabelle 7: Vergleich der chemischen Veränderungen von A) MOR-Basalten während der Palagonitisierung nach STAUDIGEL & HART (1983), B) unserem eigenen Probenpaar 796T und 796.

| A | | B | |
|--------|--------------------------------|-------|--|
| -50% | SiO ₂ | - 49% | |
| +104,5 | TiO ₂ | + 85 | |
| -55 | Al ₂ O ₃ | - 46 | |
| -12 | FeO* | - 36 | |
| -93 | MnO | - 50 | |
| -67 | MgO | - 27 | |
| -88 | CaO | - 79 | |
| -81 | Na ₂ O | - 82 | |
| +900 | K ₂ O | +153 | |
| -90 | P ₂ O ₅ | - 78 | |

Korrigiert man die Daten der Tabelle 6 mit den Umrechnungsfaktoren aus Tabelle 7, so ergeben sich die theoretischen Analysenwerte in der Tabelle 8. Trägt man diese Analysen wieder in das Q'/Anor-Diagramm ein (Fig. 5b, 5c), so zeigt sich ein relativ kohärentes Bild. Die Proben liegen nun für beide Berechnungsarten grob gesprochen in den basaltisch-kalkalkalischen Andesit- und Dazitfeldern. Eine altersmässige Gruppierung ist aber noch nicht durchführbar. Mittels der De-la-Roche-Faktoren (DE LA ROCHE et al. 1980) werden aber die nach STAUDIGEL & HART (1983) normierten Analysen auch nach dem Alter verschiedenen Gesteinstypen zugeordnet: Die eoziänen Bentonite sind mehrheitlich basaltisch, die voreoziänen zum grössten Teil basaltisch-andesitisch bis andesitisch. Hingegen lassen die nach dem eigenen Probenpaar umgerechneten Analysen

Tabelle 8: Chemismus der Bentonite korrigiert nach A) STAUDIGEL & HART (1983), B) eigenem Probenpaar 796T und 796.

| Proben | 796 | 672 | 1423 | 1414 | 1382 | 1050 | 1948 | 1162 | 1365 | 1177 | 1159 | 1656 |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| A) SiO ₂ | 47.70 | 46.36 | 48.95 | 49.24 | 50.55 | 47.79 | 51.38 | 54.52 | 58.62 | 60.72 | 55.24 | 58.14 |
| TiO ₂ | 2.92 | 3.37 | 2.58 | 2.95 | 2.98 | 3.50 | 0.24 | 0.33 | 0.36 | 0.46 | 0.33 | 0.33 |
| Al ₂ O ₃ | 26.18 | 27.40 | 20.37 | 22.70 | 27.86 | 26.49 | 28.71 | 17.43 | 16.95 | 17.04 | 17.06 | 19.10 |
| FeO* | 4.54 | 4.51 | 4.19 | 4.34 | 3.15 | 3.01 | 2.65 | 6.05 | 6.13 | 2.86 | 5.37 | 2.35 |
| MnO | 0.14 | 0.27 | 0.06 | 0.31 | 0.20 | 0.07 | 0.13 | 1.30 | 2.15 | 0.52 | 1.23 | 0.26 |
| MgO | 4.43 | 3.53 | 3.82 | 4.21 | 3.13 | 3.26 | 3.57 | 2.31 | 3.12 | 3.03 | 3.46 | 4.99 |
| CaO | 8.40 | 11.56 | 16.72 | 14.72 | 8.88 | 11.12 | 10.62 | 16.43 | 10.02 | 13.31 | 13.50 | 11.32 |
| Na ₂ O | 3.94 | 0.76 | 1.84 | 0.17 | 0.53 | 1.00 | 1.86 | 0.72 | 0.30 | 1.39 | 3.09 | 2.89 |
| K ₂ O | 0.14 | 0.09 | 0.05 | 0.05 | 0.15 | 0.23 | 0.11 | 0.15 | 0.16 | 0.17 | 0.17 | 0.21 |
| P ₂ O ₅ | 1.61 | 2.15 | 1.41 | 1.50 | 2.57 | 3.54 | 0.72 | 0.77 | 2.21 | 0.50 | 0.55 | 0.41 |
| B) SiO ₂ | 49.80 | 48.88 | 52.28 | 52.43 | 53.71 | 51.33 | 55.25 | 56.24 | 59.92 | 64.35 | 54.65 | 62.18 |
| TiO ₂ | 3.33 | 3.92 | 3.03 | 3.45 | 3.49 | 4.15 | 0.29 | 0.37 | 0.40 | 0.53 | 0.36 | 0.39 |
| Al ₂ O ₃ | 22.28 | 24.41 | 18.38 | 20.42 | 25.01 | 24.05 | 26.09 | 15.20 | 14.64 | 15.29 | 18.18 | 17.27 |
| FeO* | 11.41 | 11.44 | 10.75 | 11.13 | 8.05 | 7.79 | 6.85 | 15.01 | 15.09 | 7.30 | 12.84 | 6.05 |
| MnO | 0.02 | 0.04 | 0.01 | 0.02 | 0.03 | 0.01 | 0.02 | 0.19 | 0.31 | 0.08 | 0.17 | 0.04 |
| MgO | 2.15 | 1.73 | 1.90 | 2.08 | 1.55 | 1.62 | 1.78 | 1.11 | 1.48 | 1.49 | 1.60 | 2.48 |
| CaO | 5.22 | 7.62 | 10.63 | 9.32 | 5.61 | 7.12 | 6.76 | 10.08 | 6.09 | 8.40 | 7.96 | 7.21 |
| Na ₂ O | 4.39 | 0.85 | 2.09 | 0.19 | 0.60 | 1.14 | 2.07 | 0.79 | 0.32 | 1.58 | 3.28 | 3.29 |
| K ₂ O | 0.61 | 0.40 | 0.22 | 0.20 | 0.66 | 0.99 | 0.49 | 0.64 | 0.68 | 0.72 | 0.67 | 0.89 |
| P ₂ O ₅ | 0.80 | 1.08 | 0.71 | 0.76 | 1.29 | 1.80 | 0.37 | 0.37 | 1.07 | 0.26 | 0.26 | 0.21 |

mittels der De-la-Roche-Gruppierung keinen Bezug zwischen Alter und Gesteinstyp erkennen: Die Proben werden in abnehmender Häufigkeit als Andesite, Dazite und/oder Trachyandesite (796T) eingestuft.

Im SiO_2 -Zr/TiO₂-Diagramm (WINCHESTER & FLOYD 1977) kommt es wiederum für beide Berechnungsarten zu einer Trennung der beiden Altersgruppen (Fig. 6). Die eozänen Bentonite liegen an der Grenzlinie Alkalibasalt–Subalkalibasalt bzw. im Feld der

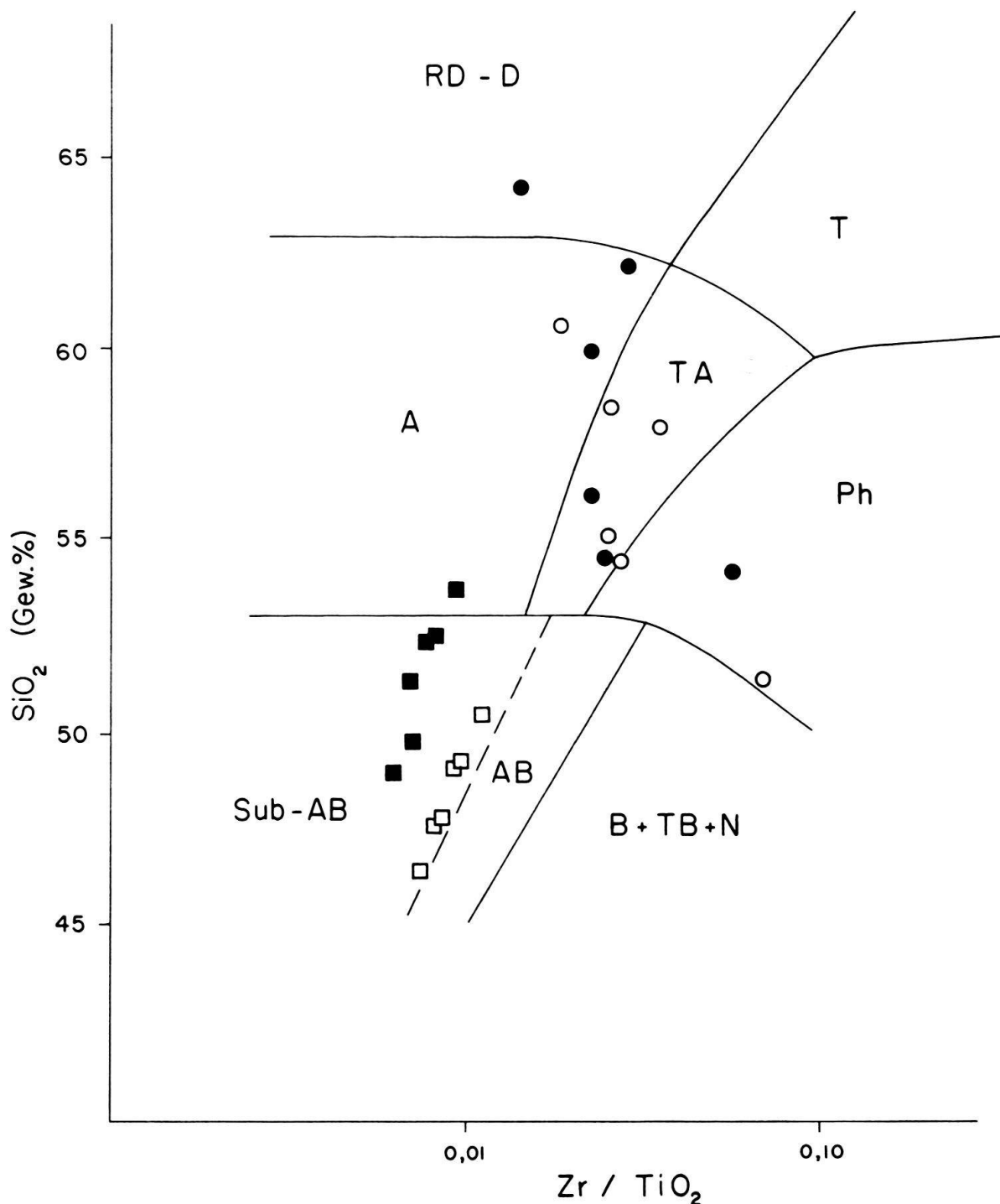


Fig. 6. Korrigierte Analysen der Bentonite im SiO_2 -Zr/TiO₂-Diagramm nach WINCHESTER & FLOYD (1977). Symbole: Kreise = voreozäne Bentonite, Quadrate = eozäne Bentonite, offene Symbole = Korrektur nach STAUDIGEL & HART (1983), schwarze Symbole = Korrektur nach eigenem Probenpaar.

Subalkalibasalte, die voreozänen Bentonite hingegen in den Feldern der Trachyandesite und Andesite. Die apatit- und zirkonreiche Probe (1948) liegt an der Grenze Basalt/Phonolith bzw. im Phonolith-Feld. Wenn man der Korrektur nach STAUDIGEL & HART (1977) mehr Bedeutung beimisst, könnte man die eozänen Bentonite als alkalibasaltisch (trachybasaltisch) klassieren, was nach den allgemein sehr hohen TiO_2 -Gehalten dieser Schichten möglich erscheint.

Wir sind uns bewusst, dass unsere Überlegungen stark zu relativieren sind. Zum einen zeigt die «ursprünglichste» Probe 796T chemische Veränderungen, und zum anderen basieren die Umrechnungen auf theoretischen Annahmen.

Zur Herkunft der Aschen

Dieses Problem kann zum heutigen Zeitpunkt nicht gelöst werden. Es fehlen auch, was diesen Teil der Alpen betrifft, für den hier zur Diskussion stehenden Zeitraum Informationen über vulkanische Tätigkeiten oder Aschenlagen in gleichaltrigen Flyschen oder pelagischen Sedimenten. Auf der anderen Seite wurden viele Flysche nicht unter diesem Gesichtspunkte betrachtet. Dies wäre aber wünschenswert: Aus der Verbreitung von Bentoniten in verschiedenen paläogeographischen Bereichen wären Anhaltspunkte zur Lokalisierung der vulkanischen Zentren gegeben.

Wir können drei Möglichkeiten für die Herkunft der Aschen in Betracht ziehen:

1. Den mit der Alpenbildung nicht direkt in Verbindung stehenden Vulkanismus, der sich in ganz Europa ab Fröhertertiär und z. T. von der späten Kreide an bemerkbar macht: u. a. im Bereich der Nordsee (JACQUÉ & THOUVENIN 1975), im Rheinischen Massiv (LIPPOLT 1983), im Massif Central (MAURY & VARET 1980), im Rheintalgraben (WIMMENAUER 1967) usw. Angesichts der Korngrößen einiger Bentonite und der paläogeographischen Lage des Flyschbeckens scheint die Herkunft der Aschen von den weiter entfernt gelegenen Zentren als wenig wahrscheinlich.
2. Vulkanische Zentren, die mit der alpinen Orogenese verknüpft sind, aber nicht im direkten Umfeld des ehemaligen Beckens von Gurnigel-, Schlieren- und Wägital-Flysch lagen: In Sizilien ist seit der Kreide eine bedeutende vulkanische Aktivität zu verzeichnen (COLACICCHI 1963; CUCUZZA SILVESTRI 1963). Paläogeographisch näher gelegen wären die Zentren im Veneto und im Trentino gewesen, deren Aktivität im späten Paläozän mit Alkali-Basalten einsetzt und in veränderter Form bis ins Miozän reicht (BARBIERI et al. 1981). Der Beginn dieses Vulkanismus fällt zeitlich mit dem in diesen Flyschen postulierten Wechsel von «andesitischen» zu «alkalibasaltischen» Bentoniten zusammen. Die wenigen Hinweise auf synorogenen Kalkalkali-Vulkanismus in den Alpen beschränken sich auf das turbiditisch umgelagerte Material im Taveyannaz-Sandstein (MARTINI & VUAGNAT 1967) und anderen verwandten Serien in den Westalpen (siehe MAURY & VARET 1980). Das Alter des Vulkanismus wird mit spätem Eozän angenommen. Nach den radiometrischen Altersbestimmungen von FONTIGNIE (1980) scheint es jedoch nicht ausgeschlossen, dass der Vulkanismus früher, bereits im Paläozän, einsetzt.
3. Die für diese Flysche postulierte paläotektonische Konfiguration (WINKLER 1983, 1984b) enthält die Möglichkeit, dass der Vulkanismus mit einer Subduktion verknüpft war. In dieser Hypothese könnten die «andesitischen» Bentonite der Oberkreide und des Paläozäns von einem «continental margin arc»-Vulkanismus und die

«alkalibasaltischen» Bentonite von einem «back arc spreading»-Vulkanismus hergeleitet werden. In diesem Sinne würde sich auch die Herkunft der eozänen Aschen vom alkalibasaltischen Magmatismus im Veneto und Trentino (von DIETRICH 1976, Abb. 4, in einer plattentektonischen Rekonstruktion als «back arc»-Vulkanismus interpretiert) anbieten.

Schlussbetrachtungen

Die Autoren sehen den Sinn dieser vorliegenden Arbeit vor allem in der Präsentation des Problems und einigen Vorschlägen zur Lösung, da aus anderen alpinen Flyschen unseres Wissens keine vergleichbaren Daten und Erfahrungen vorliegen, an die angeknüpft werden könnte.

Wenig Platz wurde hier der Sedimentologie und der Textur der Bentonite eingeräumt. Dies liegt z. T. darin begründet, dass die Schichten vor allem in der Oberkreide sehr weich sind, dass sie unter tektonischer Beanspruchung sehr plastisch reagieren, lokal gestaucht bzw. ausgedünnt werden und dass auch die Diagenese die ehemaligen Korngrößenverteilungen verwischt hat.

Es standen uns ursprünglich etwa doppelt so viele Bentonit-Proben zur Verfügung, aus denen anhand der Tonmineralogie, der Schwermineralien und der chemischen Zusammensetzung die hier präsentierten Bentonite ausgewählt wurden. Die Untersuchungen des mineralischen Inhalts der Bentonite können sinnvoller interpretiert werden, wenn sie mit chemischen Analysen kombiniert werden. Der hier dargestellte Versuch, die diagenetischen Veränderungen der Aschenlagen rechnerisch zu eliminieren, ist ein Ansatz zur Lösung des Problems. Möglicherweise könnten detailliertere chemische Untersuchungen mit der Mikrosonde an rekristallisierten Glasaschen weitere Anhaltspunkte liefern.

Verdankungen

Die vorliegende Arbeit wurde vom Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, Projekte 2.486-0.82 und 2.083-0.83, unterstützt. Die Autoren danken D. Bernoulli (Basel), V. Dietrich (Zürich), M. Frei (Basel), S. Graeser (Basel), J. Keller (Freiburg i. Br.) und R. Oberhänsli (Bern) für zahlreiche fachliche Hinweise und messtechnische Hilfeleistungen. Das Manuskript wurde von D. Bernoulli, V. Dietrich und J. Keller kritisch gelesen und verbessert. Gleichfalls danken wir Frau L. Strasser für die Schreibearbeit und Frau D. Friedman für das Anfertigen der Figuren.

Die Firma Organix SA (Lausanne) hat freundlicherweise mit dem Emissions-Plasma-Spektrometer die Werte für Yttrium und Lanthan der Probe 672 bestimmt.

LITERATURVERZEICHNIS

- ALLEMANN, F., BLASER, R., & NÄNNY, P. (1951): Neuere Untersuchungen in der Vorarlberger Flyschzone. – *Eclogae geol. Helv.* 44, 159–168.
- BARBIERI, G., DE ZANCHE, V., MEDIZZA, F., & SEDEA, R. (1981): Considerazione sul vulcanismo terziario del Veneto occidentale e del Trentino meridionale. – *Rend. Soc. Geol. ital.* 4, 267–270.
- BRINDLEY, G. W., & BROWN, G. (1980): Crystal structures of clay minerals and their x-ray identification. – Mineral. Soc., London.
- CARON, Ch. (1972): La Nappe Supérieure des Préalpes: subdivisions et principaux caractères du sommet de l'édifice préalpin. – *Eclogae geol. Helv.* 65, 57–73.
- CARON, Ch., HOMEWOOD, P., MOREL, R., & VAN STUIJVENBERG, J. (1980): Témoins de la Nappe du Gurnigel sur les Préalpes Médiannes: une confirmation de son origine ultrabriançonnaise. – *Bull. Soc. fribourgeoise Sci. nat.* 69, 64–79.

- COLACICCHI, R. (1963): Geologia del territorio di Pachina (Sicilia meridionale). – *Geologica rom* 2, 343–404.
- CUCUZZA SILVESTRI, S. (1963): Lava-dikes in hyaloclastites at Capo Passero (Sicily). – *Bull. volcanol.* 25, 271–275.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A., & ZUSSMAN, J. (1962): *Rock-forming Minerals, Sheet Silicates*. – Longmans, London.
- DE LA ROCHE, M., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., & MAZHAL, M. (1980): A classification of volcanic and plutonic rocks using R1–R2 diagram and major-element analysis. Its relationship with current nomenclature. – *Chem. Geol.* 29, 183–210.
- DICKINSON, W. R. (1974): Plate tectonics and sedimentation. – *Spec. Publ. Soc. econ. Paleont. Mineral.* 22, 1–27.
- DIETRICH, V. J. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. – *Geotekt. Forsch.* 50, 1–84.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. (1970): The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: a review. – *Sedimentology* 15, 281–346.
- FISHER, R. V. (1964): Maximum size, median diameter and sorting of tephra. – *J. geophys. Res.* 69, 341–355.
- FONTIGNIE, D. (1980): Géochronologie potassium-argon: études théoriques et applications à des matériaux de flyschs des Alpes occidentales. – Thèse, Univ. Genève.
- HOMEWOOD, P., & CARON, C. (1982): Flysch of the Western Alps. In: Hsü, K. J. (Ed.): *Mountain building processes* (p. 157–168). – Academic Press, London.
- JACQUÉ, M., & THOUVENIN, J. (1975): Lower Tertiary tuffs and volcanic activity in the North Sea. In: WOODLAND, A. W. (Ed.): *Petroleum and the continental shelf of North-West Europe* (vol. 1, S. 455–465). – Applied Science Publishers Ltd., England.
- LEUPOLD, W. (1943): Neue Beobachtungen zur Gliederung der Flyschbildungen der Alpen zwischen Reuss und Rhein. – *Eclogae geol. Helv.* 35, 247–291.
- LIPPOLT, H. J. (1983): Distribution of volcanic activity in space and time. In: FUCHS, K., et al. (Ed.): *Plateau Uplift*. – Springer, Berlin.
- MARTINI, J., & VUAGNAT, M. (1967): Considérations sur le volcanisme postophiolitique dans les Alpes occidentales. – *Geol. Rdsch.* 57, 264–276.
- MAURY, R. C., & VARET, J. (1980): Le volcanisme tertiaire et quaternaire en France. In: AUTRAN, A., & DERCOURT, J. (Ed.): *Evolutions géologiques de la France*. – 26e Congr. géol. int. Colloq. C7, *Mém. Bur. Rech. géol. min.* 107, 137–160.
- MOREL, R. (1980): Géologie du massif du Niremont (Préalpes romandes) et de ses abords. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69, 99–208.
- PUPIN, J. P. (1980): Zircon and Granite Petrology. – *Contr. Mineral. Petrol.* 73, 207–220.
- SPARKS, R. S. J., BRAZIER, S., HUANG, T. C., & MUERDTER, D. (1983): Sedimentology of the Minoan deep-sea tephra layer in the Aegean and Eastern Mediterranean. – *Marine Geol.* 54, 131–167.
- STAUDIGEL, H., & HART, S. R. (1983): Alteration of basaltic glass: Mechanisms and significance for the oceanic crust-seawater budget. – *Geochim. cosmochim. Acta* 47, 337–350.
- STRECKEISEN, A., & LE MAITRE, R. W. (1979): A chemical approximation to the modal QAPF classification of the igneous rocks. – *N. Jb. Mineral. [Abh.]* 136, 169–206.
- VAN STUIJVENBERG, J. (1979): Geology of the Gurnigel area (Prealps, Switzerland). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 151.
- (1980): Stratigraphie et structure de la Nappe du Gurnigel aux Voirons, Haute-Savoie. – *Bull. Soc. fribourg. Sci. nat.* 69, 80–96.
- WEAVER, C. E. (1963): Interpretative value of heavy minerals from bentonites. – *J. sediment. Petrol.* 33, 343–349.
- WIMMENAUER, W. (1967): Igneous rocks of the Rhinegraben. – *Abh. geol. Landesamt Bad.-Württemb.* 6, 144–148.
- WINCHESTER, J. A., & FLOYD, P. A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.* 20, 325–343.
- WINKLER, W. (1983): Stratigraphie, Sedimentologie und Sedimentpetrographie des Schlieren-Flysches (Zentralschweiz). – *Beitr. geol. Karte Schweiz [N.F.]* 158.
- (1984a): Rhabdammina or “Flysch-type agglutinated” fauna – what relation to turbidites? In: OERTLI, H. J. (Ed.): *Benthos '83, 2nd int. Symp. on Benthic Foraminifera* (Pau, April 1983). – Elf Aquitaine, Pau und Bordeaux.
- (1984b): Palaeocurrents and petrography of the Gurnigel–Schlieren flysch: a basin analysis. – *Sediment. Geol.* 40, 169–189.
- WINKLER, W., WILDI, W., VAN STUIJVENBERG, J., & CARON, C. (1985): Wägitäl-Flysch et autres flyschs penniques en Suisse Centrale: Stratigraphie, sédimentologie et comparaisons. – *Eclogae geol. Helv.* 78, 1–22.

Manuskript eingegangen am 16. April 1985

Revision angenommen am 24. August 1985