

Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz)

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

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **64 (1984)**

Heft 3

PDF erstellt am: **17.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-49555>

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.

Chemie und geotektonische Position von Metabasiten aus dem Südosten der Silvretta (Schweiz)

von *Marino Maggetti* und *Giulio Galetti*

Abstract

61 specimens of eclogites and amphibolites from the Silvretta basement have been analyzed by XRF. Both rock groups are chemically similar and show a tholeiitic composition. On the basis of common correlation diagrams, the former geotectonic position of the majority of the analyzed metabasites may be interpreted as a back arc basin at the margins of a cambro-ordovician continent, as shown also by the close spatial relationship between these rocks and the paragneisses (= metagreywackes). Some samples could be interpreted as island arc derived tholeiites. While our results do not support an anorogenic rifting context (e.g. HEINISCH and SCHMIDT 1982), they are in good agreement with a subduction model (e.g. FRISCH et al. 1984). On the basis of microprobe analyses conducted on 21 coexisting garnet/omphacite pairs from recently discovered eclogites, minimum p,T-conditions of 15–22 kb and 650–750°C could be inferred for this high pressure event.

Keywords: Silvretta, austroalpine, eclogites, amphibolites, geochemistry, geotectonic setting.

Zusammenfassung

61 Proben von Eklogiten und Amphiboliten des Silvrettakristallins wurden mittels RF analysiert. Beide Gesteinsgruppen sind sich chemisch sehr ähnlich und besitzen tholeiitischen Chemismus. Nach gängigen Korrelationsdiagrammen und gestützt auf die Vergesellschaftung der Metabasite mit Paragneisen (= Metagrauwacken) wird als geotektonische Förderposition ein marginales Becken am Rande eines kambro-ordovizischen Kontinentes angenommen. Einige Analysen passen aber besser zu Tholeiiten aus einem Inselbogen. Unsere Ergebnisse stützen somit nicht eine anorogene «Rift»-Situation (z. B. HEINISCH und SCHMIDT 1982), sondern fügen sich eher in ein Subduktionsmodell (z. B. FRISCH et al. 1984). Ausgehend von Mikrosondenanalysen von 21 koexistierenden Granat/Omphazitpaaren wurden in den neu entdeckten Eklogiten für die Randbereiche der Mineralpaare 15–22 kb / 650–750°C als minimale p,T-Bedingungen des Hochdruckereignisses ermittelt.

* Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Pérolles, 1700 Freiburg, Schweiz.

1. Einführung

Der schweizerische Anteil der Silvretta bildet den westlichen Ausläufer des ostalpinen Altkristallins (Abb. 1). Die darin vorkommenden Gesteinstypen erfuhren eine ausführliche petrographische und/oder radiometrische Bearbeitung durch STRECKEISEN (1928), BEARTH (1932a, 1932b, 1933), SPAENHAUER (1932, 1933), WENK (1934a, 1934b), GRAUERT (1966, 1969), GRAUERT und ARNOLD (1968), FRAPOLLI (1975), FLISCH (1981), THIERRIN (1982, 1983) und KRÄHENBÜHL (1984). Als älteste Gesteine wurden die Schiefer, Paragneise und Amphibolite bezeichnet mit einem Sedimentationsalter der paragenen Anteile von ca. 550 Ma (GRAUERT 1966, 1969). Detritische Zirkone aus diesen kambri-schen Paragneisen bezeugen präkambrische Liefergebiete (mehr als 1500 Ma für die primäre Kristallisation; PASTEELS 1964, GRAUERT und ARNOLD 1969). Die Amphibolite sind nach STRECKEISEN (1928) aufgrund der Vergesellschaftung mit basischen bzw. ultrabasischen Tiefengesteinen, gabbroider Reliktstrukturen und geochemischer Kriterien in der Hauptsache Meta-Eruptiva. Die meisten Amphibolite werden als umgewandelte gabbroide Tiefengesteine gedeutet, wenn auch die konkordante Wechsellagerung von Paragneisen mit Amphiboliten an submarine Ergüsse denken lässt (Geosynklinalmilieu). Tuffogene Edukte sind eher die Ausnahme. SPAENHAUER (1932) vermutet sowohl eine ortho- wie paragene Herkunft der Metabasite (S. 140): «Die Amphibolite sind die Derivate basischer Tiefengesteine und mergeliger Sedimente. Als sichere Orthoamphibolite werden diejenigen betrachtet, in denen unveränderte basische Eruptivgesteine und Amphibolite mit einwandfreien Orthostrukturen gefunden wurden... Sedimentäre Herkunft wird für diejenigen Amphibolite an-

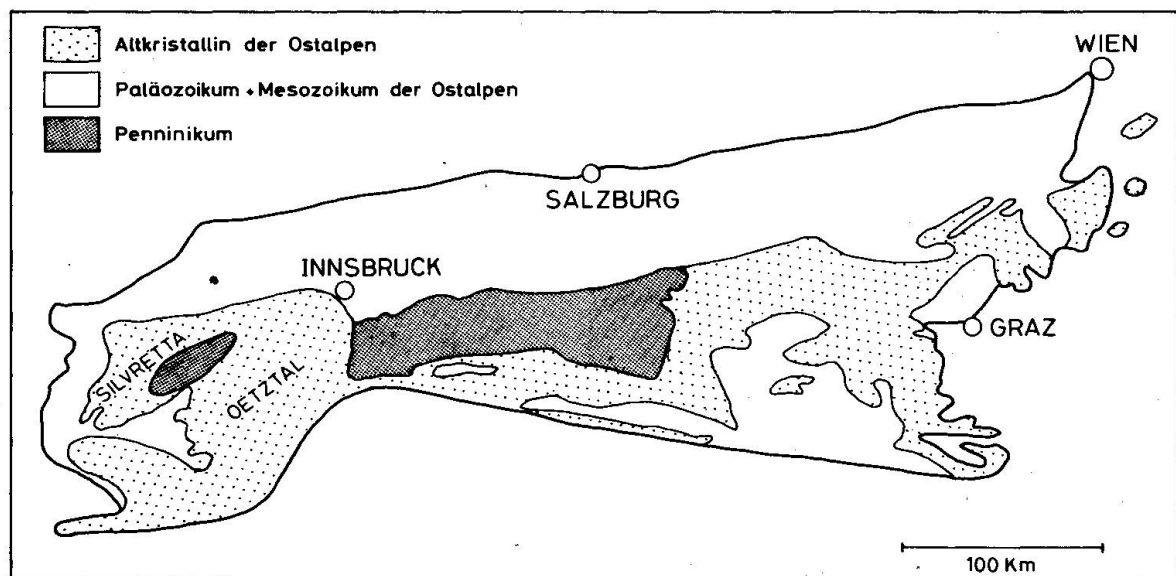


Abb. 1 Tektonische Übersichtskarte der Ostalpen (nach BÖGEL und SCHMIDT 1976).

genommen, die sich durch intensive Wechsellagerung mit Paragneisen, durch Einlagerungen von Tonerdesilikaten und durch stärkere magmatische Beeinflussung auszeichnen... Bei vielen Amphiboliten finden sich keine Anhaltspunkte für die Herkunft.» WENK und STRECKEISEN (1931) sowie STRECKEISEN (1966) haben sich der Auffassung von Spaenhauer angeschlossen. Unsere geochemischen Analysen belegen die orthogene Natur der beprobten granoblastischen Plagioklas-Amphiboliten und Eklogiten. So sind nach dem Cr-Gehalt (FRÖHLICH 1960) 74% der 61 untersuchten Proben eindeutig eruptiver Herkunft. Keine einzige fällt in den Bereich von gesichertem Paramaterial. In die kambri-sche Abfolge von Schiefern, Paragneisen und Amphiboliten intrudierten schliesslich ordovizische Granitoide, die herzynisch zu amphibolit-faziellen Augengneisen überprägt wurden (GRAUERT 1966, 1969).

Diese Altersrelation entspricht dem Schema, das von vielen Autoren im Altkristallin der Ostalpen erarbeitet wurde. Das Grundgebirge wurde kaledonisch wie herzynisch überprägt, wobei die herzynische Orogenese weniger Probleme aufwirft als das kaledonische Ereignis. Zwar ist unbestritten, dass im Ordovizium/Silur ein tektonisch-magmatischer Prozess ablief - sein Ausmass und seine Ursachen werden aber unterschiedlich gedeutet. Auf der einen Seite sprechen sich SCHMIDT et al. (1967), SCHMIDT (1977), COLINS et al. (1980) sowie HEINISCH und SCHMIDT (1982) für Dehnungsprozesse im Sinne eines anorogenen «riftings» aus, die zur Ausdünnung und Zerstückelung der kambrischen Kruste führten mit Bildung von lokalen «spreading-zones». Die basischen Intrusionen bzw. Extrusionen werden dabei auf die Wirkung eines Manteldiapirs zurückgeführt. Eine kaledonische Orogenese wird abgelehnt, ganz im Sinne von BRAUSE (1970), JÄGER (1971), SCHMIDT (1976), ZWART und DORNSIEPEN (1978) und BELOV (1981). Andere Autoren halten an der kaledonischen Orogenese fest (SASSI und ZANFERRARI 1972, BORSI et al. 1973, 1980, SASSI et al. 1974 a, 1974 b, PURTSCHELLER und SASSI 1975, SASSI et al. 1978, PECCERILLO et al. 1979) und vertreten ein Subduktionsmodell (LOESCHKE 1973, 1975, 1977, HÖLL und MAUCHER 1976, HÖLL 1977, HÖLL et al. 1978, FRISCH et al. 1984, FRISCH und NEUBAUER 1984).

In der Vorstellung von FRISCH et al. (1984) werden die präordovizischen Amphibolite des ostalpinen Altkristallins zwei verschiedenen Assoziationen zugewiesen. Zur ersten gehören die mengenmässig selteneren Serpentin-Amphibolit-Serien, die als kambrische Ophiolithe gedeutet werden (KLEINSCHMIDT und RITTER 1976, STUMPFL und EL AGEED 1981). Die weitverbreiteten Amphibolit-Gneis-Abfolgen stellen die zweite Assoziation dar. Ihr kambrisches Alter ergibt sich aus Altersbestimmungen der mit ihnen vergesellschafteten Paragneise (GRAUERT 1966, 1969, FRANK et al. 1976, SATIR und MORTEANI 1979), doch sind noch ältere Einlagerungen denkbar. Im östlichen Teil des Altkristallins stehen Bänderserien an, die aufgrund der chemischen Zusammensetzung als metamorphe Basalte, Andesite und Dazite angesprochen wurden (NOWY

1976, SCHEDL 1981, FRISCH und NEUBAUER 1984). Diese kalkalkalische Suite war für die genannten Autoren der Grund, ein Bildungsmilieu im Bereiche eines Inselbogens bzw. aktiven Kontinentalrandes zu fordern. FRISCH et al. (1984) haben die Subduktionsphase in die Zeit von 700 bis 480 Ma gestellt. Es wäre demnach durchaus möglich, dass ein Teil der basischen Metavulkanite der Silvretta im Ordovizium-Silur intrudierten; sie wären dann etwa gleich alt wie die grünschieferfaziellen Metabasite aus anderen Bereichen der Ostalpen (LOESCHKE 1973, 1975, 1977, KOLMER 1978, COLINS et al. 1980). LOESCHKE hat für diese Gesteine mit geochemischen Argumenten zuerst auf eine Förderposition innerhalb einer Platte geschlossen, gibt aber neuerdings dem Modell eines vulkanischen Inselbogens den Vorzug. Dies wird von COLINS et al. (1980) bestritten, die für eine ozeanische Genese der Metabasite der nördlichen Grauwackenzone einstehen.

Im ostalpinen Altkristallin kommen lokal auch Eklogite vor (z. B. HEZNER 1903, MACHATSCHKI und WALITZI 1963, MOTTANA et al. 1968, WIESENER 1969, MILLER 1966, 1970, RICHTER 1973, TROLL 1978, TROLL und HÖLZL 1974, TROLL et al. 1976, 1980, THIERRIN 1982, 1983), deren amphibolitfazielle retrograde Umwandlung einer herzynischen (PURTSCHELLER 1969, KRÄHENBÜHL 1984) oder kaledonischen (SASSI et al. 1974a, 1974b, FRISCH et al. 1984) Überprägung zugeschrieben wird. Für die ältere Hochdruckphase wird allgemein ein kaledonisches (HOERNES 1971, MILLER 1974, PURTSCHELLER und SASSI 1975, TOLLMANN 1982, THIERRIN 1982, 1983, KRÄHENBÜHL 1984) oder sogar prä-kaledonisches Alter (FRISCH et al. 1984) angenommen, doch wiesen HEINISCH und SCHMIDT (1976) auf die Möglichkeit einer frühvaristischen Hochdruckphase im Silur/Devon hin. HOINKES et al. (1982) sprechen sich denn auch nicht mehr unbedingt für ein kaledonisches Alter aus.

Angesichts dieser Unklarheiten und Widersprüche soll unsere Arbeit dazu beitragen, die Ursachen des kaledonischen Ereignisses zu verstehen: Liegt «rifting» oder Subduktion vor? Bekannterweise kann die chemische Zusammensetzung von Metabasiten Hinweise auf das ursprüngliche Bildungsmilieu geben. Zu diesem Zwecke werden sogenannte immobile Elemente bzw. Oxide verwendet. Da nun in der schweizerischen Silvretta die Amphibolite weitverbreitet sind und ca. 20% des Anstehenden ausmachen (WENK 1934a), schien uns hier die Möglichkeit gegeben, mit einer grösseren chemischen Analysenserie, gestützt auf eingehende geologisch-petrographische Untersuchungen, für die eine oder die andere Hypothese Argumente zu sammeln. Nach dem Modell von FRISCH et al. (1984) müssten die Amphibolite der Silvretta zur Amphibolit-Gneis-Assoziation gestellt werden, da ultrabasische Komponenten weitgehend fehlen (Subduktionsmodell). Ausserdem sollen in dieser Arbeit die neuentdeckten Eklogite vorgestellt und deren p,T-Bildungsbedingungen diskutiert werden.

2. Methodik

Die meisten der 61 untersuchten Proben stammen aus dem südöstlichen Teil des schweizerischen Silvrettakristallins, doch wurden zum Vergleich auch einige Stücke aus anderen Gebieten der Silvretta genommen (Tab. 1). Die Ausgangsmenge betrug 2–4 kg. Sechs Proben stammen aus der Arbeit von THIERRIN (1982, 1983), an denen wir zusätzlich die Spuren bestimmt haben. Für diese erste Übersicht wurden bewusst Proben aus den grossen Amphibolitzügen aus-

Tabelle 1 Fundortliste der Proben.

A = granoblastischer Plagioklas-Amphibolit, E = Eklogit, EA = Eklogit-Amphibolit. Ma = eigene Proben, ST = Proben laut THIERRIN (1982). Wenn nicht anders vermerkt, sind alle Proben dem Anstehenden bzw. frisch gesprengten Blöcken entnommen.

Probe	Gesteins- typ	Fundort	Koordinaten
Ma 28	A	V. da Larmas, Strasse Flüelapass	799 000/181 200
Ma 29	A	V. da Larmas, Strasse Flüelapass	799 000/181 200
Ma 30	A	V. da Larmas, Strasse Flüelapass	799 000/181 200
Ma 118	A	Inntal, Strässchen zur Clüs	802 900/176 850
Ma 119	A	Inntal, Strässchen zur Clüs	802 900/176 850
Ma 124	E	Inntal, Punt Nova	800 900/172 700
Ma 161	EA	Macun, Block	806 500/177 800
Ma 164	EA	Inntal, Punt Nova	800 900/172 700
Ma 167	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura	805 100/182 600
Ma 168	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura	805 100/182 600
Ma 171	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura	805 000/182 400
Ma 172	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura, Muotta Preir	805 100/182 450
Ma 173	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura, Muotta Preir	805 100/182 450
Ma 174	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura, God da Zeznina	806 200/182 600
Ma 175	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura, God da Zeznina	806 100/182 550
Ma 178	A	Inntal, Strässchen Lavin-Zeznina Dadoura, God da Zeznina	806 100/182 550
Ma 182	A	Inntal, Strässchen Lavin-Susch	803 350/181 850
Ma 183	A	Inntal, Strässchen Lavin-Susch	803 350/181 850
Ma 186	A	Inntal, Strässchen Giarsun-Sur En	807 450/183 200
Ma 187	A	Inntal, Strässchen Giarsun-Sur En	807 450/183 200
Ma 188	A	Inntal, Strässchen Giarsun-Sur En	807 200/183 200
Ma 189	A	Inntal, Strässchen Giarsun-Sur En, W-Eingang Tunnel	806 650/183 200
Ma 192	A	Inntal, God Praschitsch	802 350/176 500
Ma 204	A	Inntal, Kantonsstrasse	802 250/176 900
Ma 205	A	Inntal, Kantonsstrasse	802 100/177 300
Ma 206	A	Inntal, Kantonsstrasse	801 750/179 500
Ma 209	A	Inntal, Clüs	802 150/177 450
Ma 223	A	Inntal, Clüs	801 950/177 450
Ma 224	A	Inntal, Clüs	801 950/177 450
Ma 225	A	Inntal, Clüs	801 800/177 900
Ma 227	A	Inntal, Kantonsstrasse, W Lavin	802 500/182 200
Ma 232	E	Spöltal, Stbr La Serra bei Zernez	804 250/175 500
Ma 235	EA	Spöltal, Stbr La Serra bei Zernez	804 250/175 500
Ma 236	E	Spöltal, Stbr La Serra bei Zernez	804 250/175 500
Ma 242	EA	Spöltal, Stbr La Serra bei Zernez	804 250/175 500
Ma 255	A	Schwarzhornfurgga, 2883 m	791 450/178 450
Ma 258	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650
Ma 259	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650
Ma 262	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650
Ma 263	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650

Probe	Gesteins- typ	Fundort	Koordinaten
Ma 264	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650
Ma 266	A	Flüelapass, Blockschutt	791 750/180 650
Ma 269	E	V. Laschadura, Fouron da Nuna, 2790 m, Blöcke	807 500/177 900
Ma 270	EA	V. Laschadura, Fouron da Nuna, 2790 m, Blöcke	807 500/177 900
Ma 280	EA	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 285	A	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 286	A	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 288	EA	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 289	EA	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 290	A	V. Lavinuoz, Schuttfächer V. Muntanellas, 2020 m	802 200/187 500
Ma 297	A	V. Lavinuoz, Alp d'Immez, 1970 m, Blöcke	802 500/186 000
Ma 301	A	V. Lavinuoz, Schuttfächer Vallun da Runker, 1970 m	802 400/186 200
Ma 311	A	V. Zeznina, Blöcke, 2450 m	806 250/179 600
Ma 327	A	Flüelatal, Jörifurgga, 2840 m	792 300/184 850
Ma 328	A	Flüelatal, Jörifurgga, 2840 m	792 300/184 850
ST 183	EA	V. Sarsura	798 940/176 250
ST 202	EA	V. Sarsura	799 900/176 480
ST 203	A	V. Sarsura	799 900/176 480
ST 217	EA	V. Sarsura, Blöcke	798 930/176 500
ST 236	EA	V. Sarsura, Blöcke aus der Moräne	798 400/176 200
ST 243	EA	V. Sarsura, Blöcke aus der Moräne	798 350/176 200

gewählt, da an deren eruptiver Herkunft keine Zweifel geäußert wurden. Im Detail geht es um 44 granoblastische Plagioklas-Amphibolite und 17 Eklogite bis Eklogit-Amphibolite des Typs II.

Zweiwertiges Eisen (nasschemische Bestimmung): die Probe wurde mit einem Gemisch HF-H₂SO₄ unter Wasserdampf aufgeschlossen, dann mit 2,2'-Bipyridin versetzt und der tieffrote Fe²⁺-Komplex anschliessend mit einem Zeiss-Spektralphotometer PMQ II gemessen. Die anderen analysierten Elemente sind mit einem Philips-Röntgenspektrometer PW 1400 mit Cr-Anregung bestimmt worden. Die Eichung erfolgte anhand einer Auswahl internationaler Gesteinsstandards. Für die Bestimmung der Hauptelemente wurden die Proben mit einem Gemisch Li₂B₄O₇-LiF aufgeschlossen. Die Berechnung der Konzentrationen geschah mit Hilfe der Alfa-Korrekturfaktoren der Firma Philips auf dem HP-85-Rechner. Die Spuren wurden direkt an Pulverpresslingen bestimmt. Messung und Auswertung sind für diese Arbeit zweifach ausgeführt worden. Einmal mit dem am Spektrometer angeschlossenen HP-85-Rechner, nach Korrektur von Untergrund und Überlagerung von Linien. Die zweite Messung wurde mit dem umfangreicheren Zonke-Programm (NISBET et al. 1979) auf unserem Gerät vorgenommen und an der Universität Bern von Dr. MERCOLLI umgerechnet. Beide Messwertserien sind vergleichbar. In der Tabelle 2 wurden die durch Dr. MERCOLLI berechneten Spurenelement-Konzentrationen aufgenommen. Die Reproduzierbarkeit der Messwerte wurde am Spektrometer regelmässig geprüft, und die Standardabweichung beträgt für Mn und Cr 1,5% für Na und Mg 1,2% und für alle anderen Elemente weniger als 1%. Die rechnerische Weiterverarbeitung (Normen usw.) der Resultate erfolgte mit dem von Dr. OBERHÄNSLI adaptierten Juggle-Programm von Prof. DIETRICH. Bei der Ermittlung der CIPW-Norm wurde kein Fe₂O₃-Korrekturfaktor eingegeben.

Die chemische Zusammensetzung der Granate, Omphazite und anderer Eklogitminerale wurde auf der ARL-Mikrosonde des Mineralogisch-Petrographischen Institutes der Universität Bern gemessen. Die Resultate sind mit dem Programm Emma (Dr. SOMMERAUER, ETHZ) korrigiert. Die p,T-Bedingungen koexistierender Granat/Omphazitpaare wurden mit einem von Dr. OBERHÄNSLI entwickelten Programm berechnet; dieses basiert für die Druckberechnung auf NEWTON

und SMITH (1967) bzw. HOLLAND (1980), für die Temperaturberechnung auf ELLIS und GREEN (1979).

3. Petrographische Kurzbeschreibung

Die Autoren, die sich bisher mit dem Sivrettakristallin befassten, haben fünf Amphibolit-Typen unterschieden: Plagioklas-Amphibolit, Granat-Amphibolit, Epidot-Amphibolit, Biotit-Amphibolit und Eklogit-Amphibolit. Untergeordnet treten noch Strahlsteinschiefer und Gabbros (Typ Val Sarsura) auf. Der Haupttyp wird aber von den Plagioklas-Amphiboliten repräsentiert, die in vier weitere Untergruppen unterteilt werden können: granoblastische Plagioklas-Amphibolite, Plagioklasknoten-Amphibolite, Bänderamphibolite und Hornblende-Porphyroblasten-Amphibolite. Von diesen herrscht der erste Typ mengenmässig vor.

Die Eklogit-Amphibolite sind retrograd überprägte Eklogite und enthalten die Paragenese Granat + Hornblende/Albit-Symplektit (nach Omphazit). Die weitere Umwandlung über Granat-Amphibolit (Granat + Hornblende + Plagioklas) zu Plagioklas-Amphibolit (Hornblende + Plagioklas) wurde von STRECKEISEN (1928), SPAENHAUER (1934), THIERRIN (1982, 1983) und KRÄHENBÜHL (1984) im Detail beschrieben; im Gelände lassen sich alle Übergänge von Eklogit-Amphibolit zu Granat-Amphibolit und Plagioklas-Amphibolit beobachten.

Bis vor kurzem wurde angenommen, dass im schweizerischen Silvrettakristallin keine echten Eklogite mit der Paragenese Granat + Omphazit vorkommen – im Gegensatz zum benachbarten Ötztal, wo solche Gesteine seit langem bekannt sind (HEZNER 1903, MILLER 1966, 1970). Zwar hat SPAENHAUER (1932, S. 86) einen fraglichen Pyroxen in einem Eklogit-Amphibolit erwähnt, doch gelang der Nachweis der ersten sicheren Eklogit-Paragenese erst THIERRIN (1982, 1983) an einem Geröll der Val Sarsura. Wir konnten seither an verschiedenen anderen Stellen anstehend Eklogite auffinden, womit der Nachweis erbracht ist, dass solche Gesteine im Silvrettakristallin weitverbreitet sind (s. dazu auch MICHAEL, 1985). Nach unseren bisherigen Erfahrungen scheinen sie sich aber bevorzugt im südlichen Teil der Silvretta zu konzentrieren. Das regionale Vorkommen von Eklogiten, Eklogit-Amphiboliten und Granat-Amphiboliten im gesamten schweizerischen Silvrettakristallin zeigt, dass die Eklogitisierung grossräumig wirksam gewesen sein muss. Die Eklogite sind demnach keine von unten tektonisch eingeschuppte Körper, wofür sich auch im Gelände keine Hinweise ergeben. Die mit den Eklogiten bis Granat-Amphiboliten vergesellschafteten Paragneise und Glimmerschiefer haben das Hochdruckereignis sicher auch miterlebt, doch wurden die Hochdruckparagenesen durch die jüngere amphibolitfazielle Überprägung fast vollständig verwischt. Gewisse Diasthene der Glimmerschiefer könnten aber durchaus Relikte des Hochdruckereignisses sein (PURTSCHELLER 1969, HOERNES 1971).

Die Eklogite bis Eklogit-Amphibolite sind makroskopisch schwierig zu unterscheiden. Letztere sind aber sehr oft durch einen dunklen Hornblendesaum um die Granate gekennzeichnet. Beide Typen gehen im Gelände nahtlos ineinander über und bilden homogene, linsige Einschaltungen in anderen Gesteinen, diffuse Bereiche in den Metabasiten und/oder steilstehende Bänderserien mit Übergängen zu Bänderamphiboliten. Die Bänder variieren in ihrer Breite von einigen Zentimetern bis fast einen Meter. Faltenstrukturen sind zwar selten, doch zeigt ihr Vorhandensein, dass *vor/während* der Eklogitisierung die Edukte von einer Faltung erfasst wurden. Makroskopisch und mikroskopisch lassen sich drei Eklogit-Typen unterscheiden:

- Eklogit I: Granatreich, feinkörnig, dunkel.
 Eklogit II: Granat und Omphazit zu etwa gleichen Teilen, (Normaltyp) mittel- bis grobkörnig.
 Eklogit III: Zoisitreich, mittel- bis grobkörnig, hell.

Die qualitative mineralogische Zusammensetzung ist in allen drei Eklogitvarianten die gleiche, nur wechseln die Mengenverhältnisse oder es fehlen – mit Ausnahme von Granat und Omphazit – einige Phasen der kompletten Paragenese:

Granat + Omphazit + Zoisit + Rutil + Quarz + Apatit + Ilmenit +
 Pyrit + hellgrüner Amphibol + Phengit + Zirkon.

Die stengeligen primären Bestandteile (Amphibol, Zoisit) sind immer gut eingeregelt und laufen parallel stofflicher Inhomogenitäten (Bändergrenzen) oder parallel der Grenzen zwischen Bereichen unterschiedlicher Granulometrie desselben Eklogittyps. Auf der s-Fläche sind sie aber regellos angeordnet. Demnach handelt es sich um rein planare Gefüge.

Die steilstehende Wechsellagerung der drei Eklogitvarianten und ihr nahtloser Übergang zu amphibolitfaziellen Mineralassoziationen, ohne dass – zumindest nach den bisherigen Geländebeobachtungen – eine neue Schieferung zu bemerken ist, kann als Indiz für eine zeitlich enge Verknüpfung der eklogitischen und amphibolitfaziellen Überprägung genommen werden. In diesem Kontext ist dann zu fragen, ob die markanten Schlingen nicht doch während oder sogar vor der Eklogitisierung angelegt sein könnten. Da die Schlingenbildung aber nach der Intrusion der kaledonischen Granitoide erfolgte (GRAUERT 1981), müsste auch die Eklogitphase post-kaledonisch sein. In diesem Falle hätten also nicht nur die basischen und magmatischen und sedimentären Anteile, sondern auch die kaledonischen Granitoide der Silvretta diese Phase erlebt und man sollte in ihnen reliktsche Hochdruckparagenesen erwarten.

Die granoblastischen Plagioklas-Amphibolite sind laut STRECKEISEN (1928), SPAENHAUER (1932), FRAPOLLI (1975), FLISCH (1981), THIERRIN (1982, 1983) und KRÄHENBÜHL (1984) sehr einfach zusammengesetzt:

Plagioklas (An 10–45) + grüner Amphibol + Quarz + Epidot + Ilmenit mit Titanitsäumen + Titanit + Rutil mit oder ohne Titanitsäumen + Biotit.

Ihre Bildung während der herzynischen Regionalmetamorphose scheint gesichert. Der Rutil könnte ein Relikt der noch älteren Hochdruckphase sein.

4. p,T-Bedingungen der Eklogitisierung

Ausgehend von der chemischen Zusammensetzung von 21 koexistierenden Granat/Omphazitpaaren ermittelten wir für die Randbereiche der Berührungsparagenesen folgende Minimaldrücke und -temperaturen:

15–22 kb / 650–750 °C.

Die Kerne scheinen nach vorläufigen Messungen bei ca. 100 °C niedrigeren Temperaturen, aber ungefähr gleich hohen Drücken entstanden zu sein. Damit stimmen unsere Temperaturen gut mit den an der Probe aus dem Val Sarsura bestimmten 700–730 °C für angenommene 12–25 kb überein (THIERRIN 1982, 1983). KRÄHENBÜHL (1984) kommt auf 686 °C bis max. 833 °C. Für die Eklogite des benachbarten Ötztalkristallins liegen folgende Abschätzungen vor:

6–10 kb / 550–750 °C (MILLER 1970)

14 kb / 690 °C (MILLER, zitiert in HOINKES et al. 1982).

Wie man sieht, passen besonders die neuesten Werte von 1982 recht gut zu unseren Ergebnissen. Zum Vergleich sei noch auf die Eklogit-Amphibolite der Schobergruppe in Osttirol verwiesen, wo TROLL et al. (1976) auf 4,5–8 kb und 350–550 °C kamen.

5. Gesteinschemismus

Der Tabelle 2 und den folgenden Abbildungen kann entnommen werden, dass sich beide Gesteinsgruppen, also Eklogite bis Eklogit-Amphibolite einerseits und granoblastische Plagioklas-Amphibolite andererseits, chemisch sehr ähnlich sind. Im Detail können aber signifikante Abweichungen erkannt werden. Bei den Hauptelementen fällt z. B. der höhere Alkaligehalt und der höhere Oxidationsgrad der granoblastischen Plagioklas-Amphibolite auf. Verglichen mit dem Mittel der Eklogitgruppe sind diese Gesteine in den Spuren zudem deutlich reicher an Zr, Sr, Ni, Cr und Ba. Es stellt sich auch die Frage, inwieweit beide Gruppen noch die chemische Zusammensetzung der ursprünglichen basischen Vulkanite bzw. Plutonite repräsentieren. Bekannterweise kann die chemische Zusammensetzung von basaltischen Ergüssen durch sekundäre Pro-

Tabelle 2 Chemische Analysen.

	Ma 28	Ma 29	Ma 30	Ma 118	Ma 119	Ma 124	Ma 161	Ma 164	Ma 167	Ma 168	Ma 171
Gew %											
SiO ₂	50,48	49,84	49,82	48,16	47,29	48,50	51,69	46,52	46,09	48,17	48,92
TiO ₂	1,87	1,79	1,86	1,93	2,16	1,68	2,31	1,88	2,57	2,20	1,85
Al ₂ O ₃	14,80	14,60	14,47	15,51	15,63	14,97	13,54	16,04	15,20	15,34	14,47
Fe ₂ O ₃	2,41	2,34	2,23	3,73	3,25	3,64	3,76	2,96	3,06	3,63	3,80
FeO	8,45	8,70	8,88	7,27	6,73	9,01	10,82	10,16	9,56	7,24	6,94
MnO	0,19	0,21	0,21	0,19	0,19	0,21	0,26	0,18	0,18	0,18	0,19
MgO	6,90	7,92	7,48	7,04	8,17	7,21	5,79	6,98	7,66	6,81	7,47
CaO	8,66	8,59	8,93	10,74	10,69	11,11	8,30	10,30	10,74	9,38	10,59
Na ₂ O	4,22	3,87	4,01	3,13	3,06	3,72	3,22	2,93	2,28	3,95	2,76
K ₂ O	0,44	0,47	0,48	0,42	0,81	0,13	0,09	0,53	0,57	0,57	0,57
P ₂ O ₅	0,25	0,25	0,25	0,21	0,29	0,14	0,25	0,17	0,27	0,28	0,24
GV *	0,68	1,05	0,80	1,28	1,36	0,04	0,00	0,61	0,93	1,37	1,36
Total	99,35	99,63	99,42	99,61	99,63	100,36	100,03	99,26	99,11	99,12	99,16
ppm											
Nb	11	9	11	12	22	6	13	14	17	12	13
Zr	171	169	169	135	180	110	218	139	189	172	150
Y	33	33	33	25	25	38	66	44	40	40	34
Sr	131	160	125	282	314	51	110	110	157	131	200
Rb	4	7	4	0	15	0	0	17	13	13	17
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ge	16	16	17	17	17	16	21	19	19	16	17
Zn	102	102	106	92	89	98	135	88	128	99	100
Cu	29	16	8	55	36	13	56	15	19	49	22
Ni	129	147	142	72	172	61	48	58	132	99	116
Co	54	56	59	58	55	61	70	63	62	56	53
Cr	391	406	398	143	338	216	79	220	348	272	342
V	338	316	332	285	275	353	457	325	394	316	383
Ba	79	75	75	62	182	43	58	166	219	46	91
La	59	56	64	49	57	48	87	60	78	54	50
Sc	49	49	49	43	35	54	47	51	51	51	48

*GV = Glühverlust

	Ma 172	Ma 173	Ma 174	Ma 175	Ma 178	Ma 182	Ma 183	Ma 186	Ma 187	Ma 188	Ma 189
Gew %											
SiO ₂	47,23	48,07	49,15	47,10	48,38	49,85	48,38	47,49	50,00	48,42	48,21
TiO ₂	2,03	1,98	1,82	2,22	1,63	2,94	2,00	1,99	1,96	1,87	1,45
Al ₂ O ₃	15,51	15,36	15,66	15,81	16,53	14,02	14,56	15,21	14,59	15,26	15,62
Fe ₂ O ₃	3,52	3,05	2,85	2,50	2,57	3,74	3,09	2,83	2,22	2,45	3,35
FeO	7,15	7,30	7,83	9,63	7,55	10,80	8,13	9,49	8,53	8,43	7,45
MnO	0,18	0,18	0,25	0,23	0,22	0,28	0,22	0,22	0,16	0,19	0,20
MgO	8,41	8,04	6,73	7,25	6,33	5,31	6,72	8,88	7,53	6,78	7,36
CaO	11,18	11,24	9,64	8,92	11,24	7,26	10,51	9,59	8,68	11,02	9,46
Na ₂ O	2,45	2,27	3,55	3,01	2,89	3,68	3,10	3,21	3,87	2,75	3,27
K ₂ O	0,31	0,32	0,50	0,87	0,44	0,51	0,90	0,40	0,33	0,36	1,05
P ₂ O ₅	0,26	0,26	0,23	0,26	0,20	0,67	0,31	0,28	0,33	0,30	0,16
GV	1,33	1,25	1,19	1,43	1,15	0,74	1,13	0,64	1,05	1,41	1,73
Total	99,56	99,32	99,40	99,23	99,13	99,80	99,05	100,23	99,25	99,24	99,31
ppm											
Nb	11	9	12	9	10	24	12	14	14	10	0
Zr	162	161	152	179	124	345	174	176	189	176	102
Y	39	37	33	43	31	73	38	39	40	43	36
Sr	288	300	153	131	249	132	227	101	128	278	168
Rb	6	4	9	24	5	12	26	7	11	8	28
Th	0	0	0	0	0	7	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ge	17	17	17	18	17	21	16	19	17	19	17
Zn	94	90	96	115	92	148	144	119	112	103	93
Cu	45	42	56	39	19	85	26	28	6	35	67
Ni	136	113	67	113	78	34	98	196	98	108	92
Co	60	56	58	57	59	57	55	60	50	56	52
Cr	369	318	309	364	280	94	318	374	296	282	182
V	375	365	366	341	431	308	356	310	237	385	339
Ba	63	85	135	194	152	99	129	100	111	121	227
La	52	49	58	65	56	117	58	59	49	59	38
Sc	51	47	51	52	48	48	49	49	44	50	46

	Ma 192	Ma 204	Ma 205	Ma 206	Ma 209	Ma 223	Ma 224	Ma 225	Ma 227	Ma 232	Ma 235
Gew %											
SiO ₂	50,81	51,73	50,54	46,70	48,58	47,41	51,70	50,45	47,97	50,63	50,35
TiO ₂	0,62	0,41	0,59	1,77	0,60	0,51	1,09	0,56	2,02	1,53	1,85
Al ₂ O ₃	16,30	12,62	15,84	14,53	15,92	17,16	15,94	17,11	14,53	13,92	14,11
Fe ₂ O ₃	3,44	2,22	2,80	3,19	1,63	3,15	3,67	1,31	2,76	4,26	3,47
FeO	8,09	7,28	8,24	7,35	7,26	7,69	6,50	7,14	8,40	8,46	10,24
MnO	0,19	0,19	0,17	0,18	0,17	0,21	0,19	0,14	0,20	0,24	0,26
MgO	6,48	10,28	7,00	9,66	10,55	8,04	5,94	7,20	7,22	6,76	7,02
CaO	10,46	9,81	9,73	10,67	10,32	10,97	8,97	10,30	9,97	9,51	8,19
Na ₂ O	2,36	2,10	2,76	2,64	2,70	2,09	4,16	2,47	3,46	3,89	3,24
K ₂ O	0,40	0,92	0,53	0,69	0,33	0,81	0,34	0,99	0,70	0,28	0,17
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,07	0,22	0,06	0,04	0,09	0,07	0,25	0,15	0,18
GV	0,87	1,51	0,93	1,42	0,89	1,23	0,73	1,38	1,65	0,00	0,21
Total	100,09	99,12	99,20	99,02	99,01	99,31	99,32	99,12	99,13	99,63	99,29
ppm											
Nb	0	0	0	12	0	0	0	0	11	0	0
Zr	39	32	47	139	45	35	77	51	157	118	136
Y	17	11	15	26	19	16	27	17	37	43	49
Sr	241	131	213	250	205	231	132	335	160	72	89
Rb	5	22	12	16	0	11	5	25	15	0	5
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ga	14	10	14	16	13	13	15	18	17	18	19
Zn	93	80	92	94	74	86	53	93	126	81	153
Cu	110	56	142	76	60	104	66	5	15	41	168
Ni	32	127	40	276	195	49	37	83	102	59	60
Co	55	53	61	61	50	53	49	51	58	66	67
Cr	112	575	165	474	592	165	33	210	323	109	122
V	452	295	424	260	296	402	343	320	379	375	382
Ba	123	347	219	111	70	192	120	251	174	98	49
La	9	0	15	44	0	7	19	3	63	46	65
Sc	63	58	65	39	47	55	45	53	50	47	49

	Ma 236	Ma 242	Ma 255	Ma 258	Ma 259	Ma 262	Ma 263	Ma 264	Ma 266	Ma 269	Ma 270
Gew %											
SiO ₂	50,96	50,57	46,97	47,86	48,72	47,34	47,82	48,61	47,50	50,26	50,60
TiO ₂	1,99	1,44	2,31	2,08	1,83	2,29	1,97	2,00	2,66	1,76	1,73
Al ₂ O ₃	13,88	14,61	14,73	15,29	14,43	15,88	14,48	15,40	14,45	14,05	14,47
Fe ₂ O ₃	3,72	2,93	3,63	4,67	3,34	3,66	4,02	3,64	4,74	4,11	3,05
FeO	9,84	8,61	6,98	6,52	7,66	7,31	7,16	7,04	7,97	10,52	9,35
MnO	0,25	0,21	0,21	0,23	0,19	0,19	0,22	0,24	0,23	0,24	0,24
MgO	5,91	7,10	5,36	8,84	7,32	6,52	6,81	6,49	6,03	6,27	6,64
CaO	9,31	10,54	11,96	7,83	9,70	10,17	10,89	9,54	9,81	9,64	9,97
Na ₂ O	3,33	2,87	3,69	4,32	3,37	3,45	2,96	4,10	3,95	2,92	3,21
K ₂ O	0,23	0,08	1,03	0,56	0,86	0,83	0,87	0,80	0,62	0,18	0,14
P ₂ O ₅	0,21	0,14	0,31	0,23	0,22	0,30	0,25	0,28	0,38	0,17	0,19
GV	0,00	0,37	2,52	1,76	1,59	1,22	1,56	1,22	0,88	0,00	0,03
Total	99,63	99,47	99,70	100,19	99,23	99,16	99,01	99,36	99,22	100,12	99,62
ppm											
Nb	10	0	17	12	15	22	14	18	22	7	9
Zr	152	98	190	168	137	177	159	171	203	118	143
Y	50	38	48	41	26	36	39	34	44	45	48
Sr	68	137	233	137	268	258	246	200	186	28	157
Rb	7	0	30	14	25	17	23	21	12	8	6
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ga	19	17	17	18	15	19	17	18	18	17	18
Zn	83	83	106	104	104	147	97	118	124	43	56
Cu	45	52	64	51	16	58	56	16	39	13	18
Ni	50	77	95	187	174	160	140	157	160	57	75
Co	67	66	59	58	60	57	59	54	65	74	62
Cr	122	156	205	363	358	307	280	357	277	116	213
V	363	365	378	251	260	311	316	309	350	388	299
Ba	86	25	167	55	159	184	102	199	195	40	37
La	59	41	66	54	49	67	54	62	85	56	42
Sc	45	47	49	47	41	42	45	43	46	52	42

	Ma 280	Ma 285	Ma 286	Ma 288	Ma 289	Ma 290	Ma 297	Ma 301	Ma 311	Ma 327	Ma 328
Gew %											
SiO ₂	48,52	49,80	51,49	47,72	49,06	49,58	48,09	49,44	48,89	48,16	47,93
TiO ₂	0,84	1,70	1,92	1,12	1,42	1,72	1,60	1,69	2,26	1,18	1,96
Al ₂ O ₃	18,46	14,05	14,10	19,20	15,44	14,38	16,29	15,04	14,89	17,48	12,99
Fe ₂ O ₃	3,78	3,56	5,60	3,77	3,35	4,36	3,09	3,12	3,74	2,00	5,12
FeO	5,97	8,37	7,79	5,76	7,91	7,79	7,52	8,30	7,98	6,87	9,28
MnO	0,20	0,23	0,26	0,18	0,23	0,21	0,18	0,22	0,20	0,17	0,25
MgO	5,95	6,32	4,73	5,60	7,68	6,11	6,38	5,99	6,33	6,32	6,48
CaO	11,69	10,04	8,25	11,79	11,15	10,10	11,21	11,00	9,95	11,34	10,77
Na ₂ O	2,21	3,44	2,78	2,32	2,78	3,25	3,10	3,18	3,14	2,57	3,31
K ₂ O	0,52	0,78	0,96	0,52	0,22	0,54	0,74	0,82	0,33	1,11	0,24
P ₂ O ₅	0,11	0,18	0,22	0,10	0,14	0,18	0,17	0,20	0,26	0,09	0,16
GV	1,28	0,75	1,30	1,43	0,40	0,91	0,83	0,89	1,20	1,97	0,84
Total	99,53	99,22	99,40	99,51	99,78	99,13	99,20	99,89	99,17	99,26	99,33
ppm											
Nb	0	6	8	0	0	6	7	10	15	0	0
Zr	71	139	169	66	98	143	122	128	162	85	110
Y	17	34	40	18	30	37	31	30	32	27	46
Sr	434	269	281	555	156	347	286	260	289	186	111
Rb	10	13	21	12	4	8	11	12	7	42	5
Th	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ge	17	18	19	21	17	18	18	17	19	15	17
Zn	80	107	124	80	98	112	97	109	106	72	125
Cu	240	73	385	91	94	68	37	90	54	66	52
Ni	40	38	21	36	85	42	84	64	50	81	60
Co	55	53	53	49	67	60	59	65	60	54	67
Cr	73	83	37	69	177	84	205	159	86	347	118
V	360	379	398	334	300	351	358	391	314	328	536
Ba	202	179	314	145	116	53	195	145	58	207	54
La	8	53	71	11	34	48	48	56	66	23	62
Sc	42	54	49	44	48	52	48	53	45	54	60

	ST 183	ST 202	ST 203	ST 217	ST 236	ST 243
Gew %						
SiO ₂	48,93	47,80	46,98	49,38	51,60	49,29
TiO ₂	2,01	1,87	1,93	2,42	1,81	1,85
Al ₂ O ₃	13,18	13,66	13,31	13,16	14,95	13,50
Fe ₂ O ₃	2,84	4,50	4,07	4,02	2,83	3,28
FeO	11,07	9,74	10,64	10,87	8,43	9,65
MnO	0,26	0,23	0,25	0,24	0,23	0,22
MgO	6,29	7,59	7,50	6,53	5,39	6,54
CaO	11,49	11,53	10,35	10,38	8,90	12,37
Na ₂ O	2,75	2,59	3,12	2,91	3,22	2,75
K ₂ O	0,10	0,21	0,19	0,08	0,86	0,07
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,14	0,21	0,25	0,17
GV	0,27	0,40	0,82	0,25	0,73	0,32
Total	99,35	100,28	99,30	100,45	99,20	100,01
ppm						
Nb	0	0	0	0	6	0
Zr	124	98	99	151	200	119
Y	46	44	48	55	48	40
Sr	137	103	85	98	157	209
Rb	0	0	0	0	24	0
Th	0	0	0	0	0	0
Pb	0	0	0	0	0	0
Ge	17	17	16	18	18	18
Zn	121	126	125	142	110	113
Cu	69	64	28	65	37	62
Ni	57	68	62	58	43	70
Co	64	72	69	70	58	74
Cr	141	146	139	116	138	171
V	425	481	529	479	359	477
Ba	18	46	40	14	200	31
La	46	53	59	64	58	55
Sc	52	63	64	53	46	56

zesse mehr oder weniger stark verändert werden. Es handelt sich dabei um Reaktionen, die während der ozeanischen Verwitterung (Kontakt Basalt-Meerwasser), während der ozeanischen und/oder regionalen Metamorphose stattfinden. Details dazu lieferten z. B. HART (1970), SPOONER und FYFE (1976), BONATTI et al. (1975), MIYASHIRO (1975), HYNDMAN et al. (1976) und STERN et al. (1976). Durch die im Gelände und Schliff belegten, lückenlosen Übergänge von Eklogit zu granoblastischem Plagioklas-Amphibolit ist sicher ein ähnlicher Ausgangschemismus für beide Gesteinsgruppen anzunehmen. In diesem Falle kann aber der höhere Alkaligehalt der Amphibolite nur durch eine Alkalisierung *nach* der Eklogitisierung, d. h. also während der retrograden amphibolitfazialen Überprägung erzeugt worden sein. Sinngemäß gilt dies auch für die übrigen beobachteten Abweichungen. Im Diagramm $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ (Abb. 2) ist die Verschiebung im Alkaligehalt gut zu erkennen. Die darstellenden Punkte beider Gesteinsgruppen streuen zwar sehr beträchtlich, doch liegen praktisch alle Eklogite bis Eklogit-Amphibolite im tholeiitischen Feld, während die Mehrzahl der granoblastischen Plagioklas-Amphibolite im Bereich der Alkalibasalte konzentriert sind. Es wäre demnach verfehlt, die Amphibolite nur aufgrund dieses Diagramms als Alkalibasalte zu definieren! Im Folgenden wird sich nämlich erweisen, dass auch sie einen tholeiitischen Chemismus besitzen. Wie steht es nun aber mit der Eklogitgruppe - wurde deren primäre chemische Zusammensetzung auch durch sekundäre Vorgänge verändert? Zur Beantwortung dieser Frage kann die Tabelle 3 herangezogen werden. Das Mittel der Eklogite bis Eklogit-Amphibolite passt am ehesten mit demjenigen rezenter Tholeiite, speziell mit den sog. «low-K tholeiites» mittelozeanischer Rücken

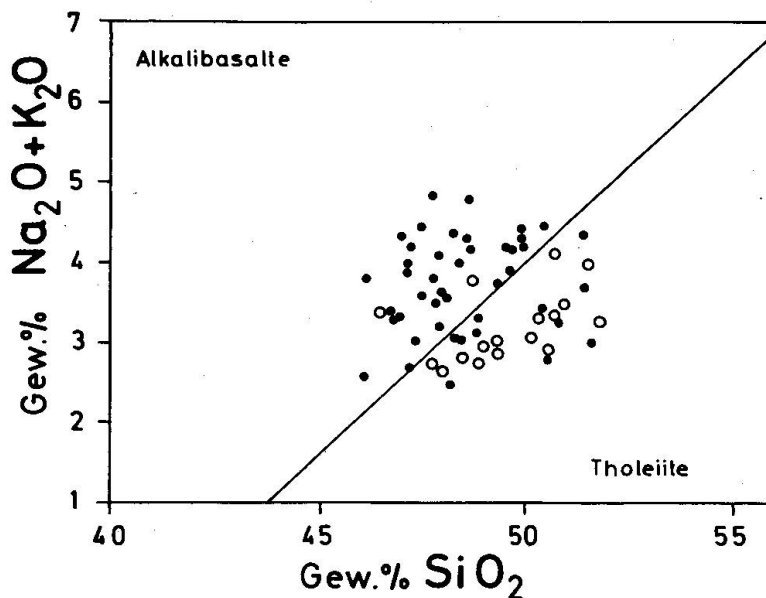


Abb. 2 $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{SiO}_2$ -Diagramm. Trennung zwischen Tholeiit und Alkalibasalt nach MACDONALD und KATSURA (1964). Kreise = Eklogite bis Eklogit-Amphibolite ($n = 17$). Punkte = granoblastische Plagioklas-Amphibolite ($n = 44$).

Tabelle 3 Mittelwerte (x) und Standardabweichung (s) von 17 Eklogiten bis Eklogit-Amphiboliten (1) und 44 granoblastischen Plagioklas-Amphiboliten (2). Mittelwerte von «low-K tholeiites» aus mittelozeanischen Rücken (3) und Inselbögen (4) sowie von kontinentalen Rift-Tholeiiten (5) nach CONDIE (1976).

Gew %	1		2		3	4	5
	x	s	x	s			
SiO ₂	49.55	1.45	48.68	1.39	49.8	51.1	50.3
TiO ₂	1.74	0.39	1.76	0.59	1.5	0.83	2.2
Al ₂ O ₃	14.77	1.72	15.12	1.02	16.0	16.1	14.3
Fe ₂ O ₃	3.54	0.51	3.25	0.88			
FeO	9.20	1.56	7.94	1.00			
MnO	0.228	0.025	0.025	0.029			
MgO	6.54	0.67	7.15	1.21	7.5	5.1	5.9
CaO	10.36	1.26	10.03	1.02	11.2	10.8	9.7
Na ₂ O	2.99	0.44	3.18	0.60	2.75	1.96	2.50
K ₂ O	0.26	0.22	0.62	0.25	0.14	0.40	0.66
P ₂ O ₅	0.17	0.04	0.22	0.11			
GV	0.37	0.43	1.08	0.54			
Fe ₂ O ₃ tot	13.85		12.07		10.0	11.8	13.5
ppm							
Nb	3.8	5.11	9.7	6.9			
Zr	127	49.7	142	57.1	85	60	200
Y	42	12.1	34	11.0			
Sr	157	136.3	209	70.3	135	225	350
Rb	5.5	7.0	13	9.1	1	5	31
Ga	18	1.4	17	1.9			
Zn	99	29.9	104	19.2			
Cu	67	58.5	56	58.5			
Ni	59	13.3	106	54.8	100	25	85
Co	65	6.7	57	4.4	32	20	38
Cr	140	47.5	270	132.5	300	50	160
V	384	59.9	350	63.2			
Ba	81	63.0	140	71.9	11	50	170
La	49	19.0	50	23.2	3.9	3.3	33
Sc	49	5.4	49	6.1			
K/Rb	392		396		1160	660	176
K/Ba	27		37		105	66	32
Rb/Sr	0.035		0.062		0.007	0.022	0.089

überein. Es scheinen demnach keine allzugrossen chemischen Veränderungen nach der Extrusion vorgegangen zu sein.

Weil sich in der vorhergehenden Diskussion erwiesen hat, dass gewisse chemische Elemente bzw. Oxide sekundäre Beeinflussungen aufweisen, muss zur Eruierung der wahren Natur der untersuchten Metavulkanite auf geochemisch stabilere Parameter wie TiO₂, P₂O₅ und Zr zurückgegriffen werden (ELLIOTT 1973, FLOYD und WINCHESTER 1975, WINCHESTER und FLOYD 1976). In den diesbezüglichen Abbildungen 3 und 4 belegen die 61 Analysen mit wenigen Ausnahmen (Abb. 3: Ma 182, Abb. 4: Ma 168, 182, 266) das Feld der Tholeiite. Die CIPW-Normen fügen sich gut in dieses Bild. Nach ihnen sind aber die Proben Ma 119, 124, 164, 168, 227, 255, 258, 262, 264, 266 und 297 als Alkalibasalte zu bezeichnen. Es fällt auf, dass die CIPW-Norm viel mehr Alkalibasalte ausscheidet als die Diagramme 3 und 4. Vielleicht ist die Diskrepanz auf den bei manchen Proben doch sehr niedrigen normativen Ne-Gehalt zurückzuführen, der oft weniger als 1 Gew.-% beträgt. Interessant und weiterzuverfolgen ist die Häufung der CIPW-normativen Alkalibasalte in Amphiboliten der Flüela-Schwarzhorn-Masse. Zur Abklärung der Frage, ob wirklich Alkalibasalte vorhanden sind, kann das Y/Nb-Verhältnis (PEARCE und CANN 1973) herangezogen werden. Nach dieser Methodik ist nur die Probe Ma 119 als Alkalibasalt zu bezeichnen; die übrigen gehören entweder zu den sog. «transitional basalts»

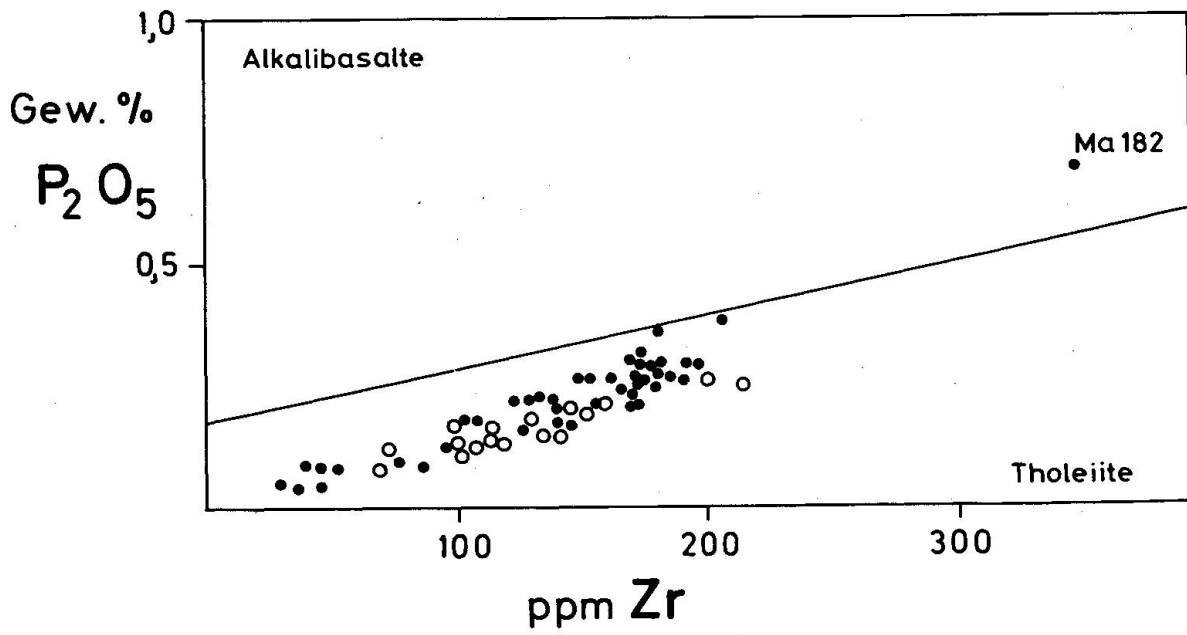


Abb. 3 P_2O_5 -Zr-Diagramm nach WINCHESTER und FLOYD (1976).

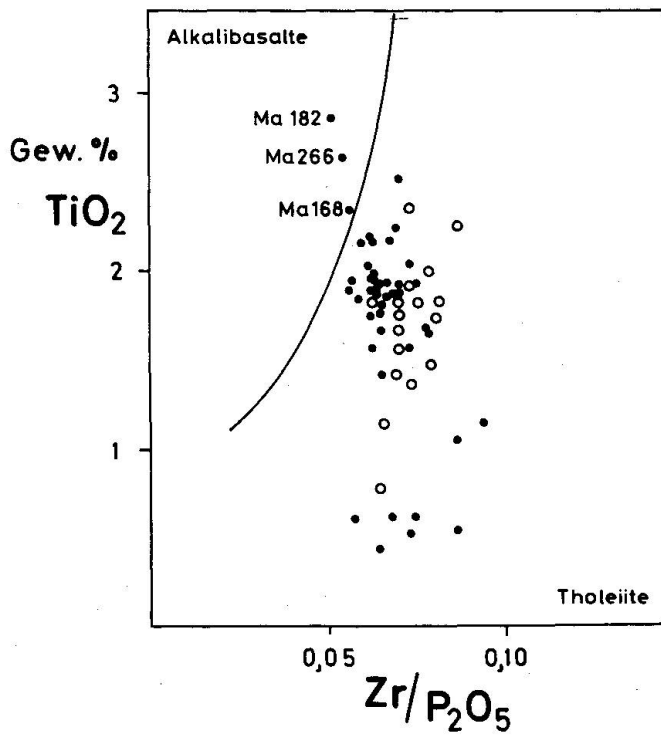


Abb. 4 TiO_2 -Zr/ P_2O_5 -Diagramm nach WINCHESTER und FLOYD (1976).

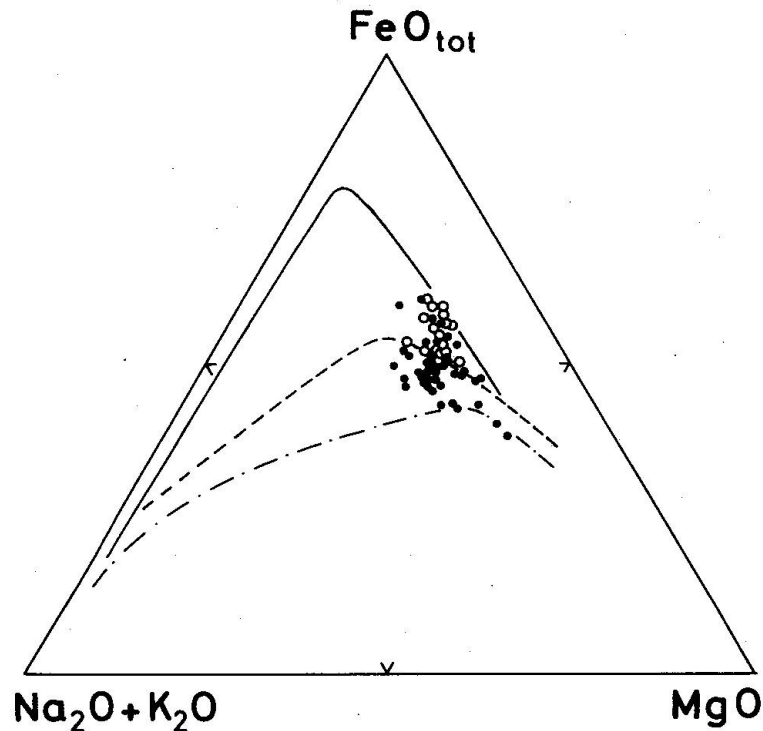


Abb. 5. Dreieck $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO}_{\text{tot}} - \text{MgO}$. Ausgezogene Linie = Trend der tholeiitischen Skaergaard-Schmelzen (WAGER 1960). Strichlierte Linie = Alkali-Trend (MACDONALD und KATSURA 1964). Strichpunktlierte Linie = Kalkalkali-Trend (TURNER und VERHOOGEN 1960).

(Ma 225, 262, 264, 266) oder zu den Tholeiiten. Die Probe Ma 182, laut Abb. 3 extrem marginal und deutlich im Alkalibasaltfeld, ist nach dem Y/Nb-Verhältnis auch ein Tholeiit. Der tholeiitische Charakter der meisten Metabasite wird durch das AFM-Dreieck bestätigt (Abb. 5). Die dem ursprünglichen Chemismus wohl am ehesten nahekommenden Eklogite und Eklogit-Amphibolite folgen hier dem tholeiitischen Trend. Der höhere Alkaligehalt der granoblastischen Plagioklas-Amphibolite ist, wie schon erwähnt, auf sekundäre metasomatische Vorgänge zurückzuführen. Nach Abwägung der genannten Kriterien sind demnach praktisch alle untersuchten Proben als Tholeiite zu bezeichnen.

6. Zur geotektonischen Position der Metabasite

Nachdem der tholeiitische Chemismus der meisten Metabasite feststeht, interessiert die geotektonische Position des ehemaligen Fördergebietes der Edukte. Mit Hilfe sog. mobiler Elemente bzw. Oxide wird im Folgenden versucht, diesen Aspekt genauer zu erfassen.

Als erstes sei die Frage erörtert, ob ein Plattenrand (mittelozeanischer Rücken, Subduktionszone) oder ein Plattenzentrum (Kontinent, ozeanische Insel)

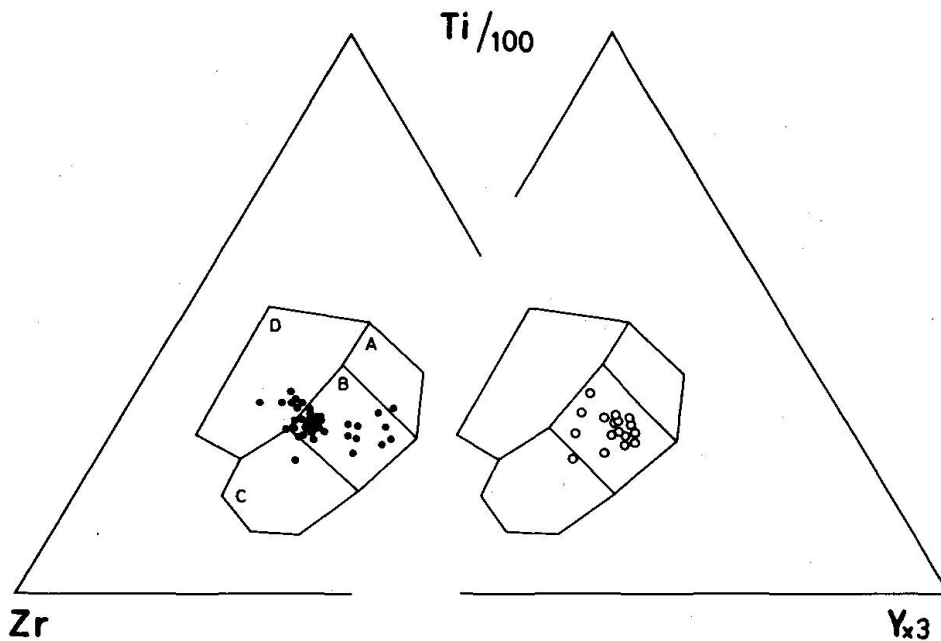


Abb. 6 Zr-Ti/100 = Yx3-Dreieck nach PEARCE und CANN (1973). A + B = Tief-K-Tholeiite der Inselbögen. B + C = Kalkalkali-Basalte der Inselbögen. B = Basalte des Ozeanbodens (mittelozeanische Rücken). D = Basalte aus dem Platteninnern (Basalte von ozeanischen Inseln und von Kontinenten).

in Frage kommt. In der Abb. 6 konzentrieren sich die Analysen der Eklogitgruppe im Felde B, welches laut PEARCE und CANN (1973) sowohl von den abysalen Basalten (Tholeiiten) wie von den Basalten aus Inselbögen belegt wird. Bei den granoblastischen Plagioklas-Amphiboliten ist eine Zweiergruppierung zu erkennen, wobei sich die meisten Punkte in der linken Ecke des Feldes B scharen und zum Teil auch ins Feld D hinüberreichen. Letztere könnten also auch einem Platteninnern entstammen, doch wiesen WOOD et al. (1979) und PRESTVIK (1982) nach, dass Basalte aus anomalen ozeanischen Rücken die Felder B und D belegen können. In ihrer Kritik der Aussagekraft des Ti-Zr-Y-Dreiecks belegten FLOYD und WINCHESTER (1975) und HOLM (1982), dass auch Tholeiite gesichert kontinentalen Ursprungs ins Feld B fallen! Das Diagramm erlaubt demnach keine gültige Aussage.

In der Abb. 7 liegen die Analysen mehrheitlich im Feld mittelozeanischer Rückenbasalte. Dieser Bereich umfasst aber nach SHERVAIS (1982) auch einige kontinentale Basalte wie diejenigen vom Columbia River; wiederum kein eindeutiger Hinweis auf den Förderort der Metabasalte! Immerhin kann aus der starken Streuung der V/Ti-Verhältnisse geschlossen werden, dass im Falle eines mittelozeanischen Plattenrandes eher ein sog. «back-arc basin» in Frage käme als ein echter mittelozeanischer Rücken (SHERVAIS 1982).

Das TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Dreieck (Abb. 8) soll laut PEARCE et al. (1975) kontinentale und ozeanische Basalte gut trennen können. Die Autoren konnten aber zeigen, dass es einige Ausnahmen gibt, doch gehören z. B. die Columbia-River-

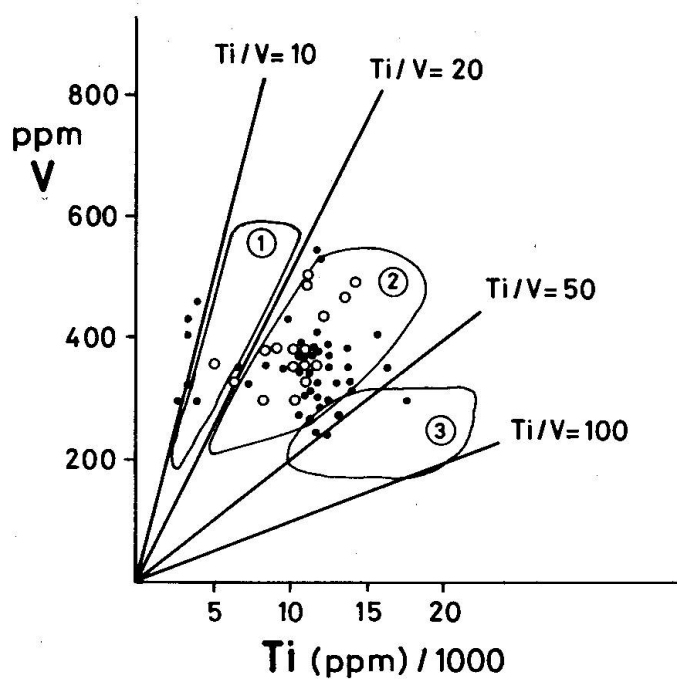


Abb. 7 V-Ti-Diagramm nach SHERVAIS (1982). Die Felder 1-3 wurden von HODDER (1985) übernommen. 1 = Kalkalibasalte und Tholeiite von Inselbögen, 2 = mittelozeanische Rückenbasalte, 3 = Basalte ozeanischer Inseln und kontinentale Flutbasalte.

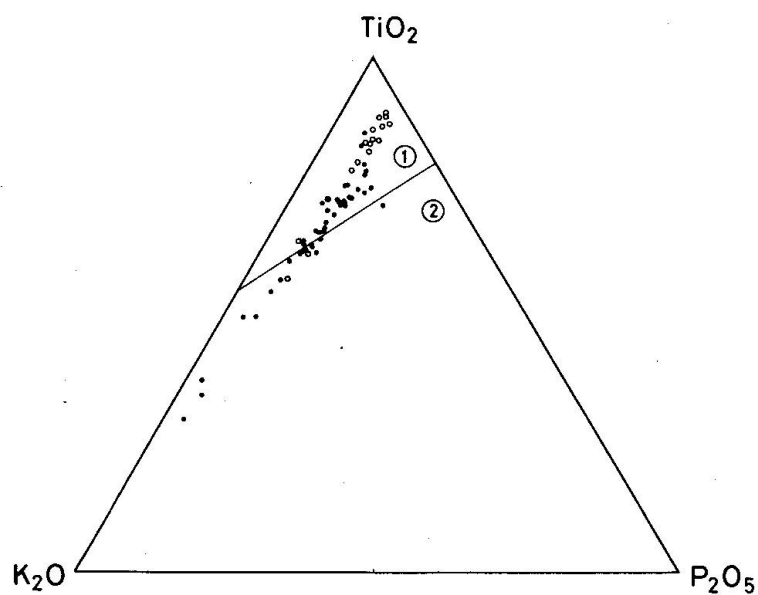


Abb. 8 TiO_2 - K_2O - P_2O_5 -Dreieck nach PEARCE et al. (1975). 1 = Bereich der mittelozeanischen Rückenbasalte. 2 = Bereich der kontinentalen Basalte.

Basalte zweifelsfrei zum Kontinental-Bereich dieses Diagramms. Wie man sieht, scharen sich unsere Analysen mehrheitlich im ozeanischen Feld; das Übergreifen auf die kontinentale Domäne, das ganz speziell von den Amphiboliten dokumentiert wird, kann mit postextrusiven metasomatischen Veränderungen erklärt werden, die schon vorgängig diskutiert worden sind (S. 435).

Die Interpretation der Abb. 6–8 führt unseres Erachtens zum Schlusse, dass als Förderort der analysierten Proben eher ein mittelozeanischer Rücken bzw. ein sog. «back-arc basin» in Frage kommt als ein kontinentaler oder ozeanischer Insel-Bereich.

Die folgenden Diagramme (Abb. 9–12) erlauben eine bessere Differenzierung der Magmenförderungen der verschiedenen Plattenränder. Im Korrelationsdiagramm Ti–Zr (Abb. 9) streuen die darstellenden Punkte der Analysen über die Felder A, B und D und häufen sich im Felde D bzw. in dessen Verlängerung, wo sich die abyssalen Tholeiite der Ozeanböden befinden, jene also, die an oder auf mittelozeanischen Rücken extrudierten. Die sechs Amphibolite des Feldes A (Ma 192, 204, 205, 209, 223, 225) gehören zum grossen Amphibolitzug der Clüs bei Zernez und könnten nach diesem Diagramm aus einem Inselbogen stammen.

Im Diagramm Ti/Cr–Ni häufen sich die Analysen im Bereich der ozeanischen Basalte (Abb. 10). Aber fünf Amphibolite der Clüser Masse (Ma 192, 204, 205, 223, 225) belegen wie in der Abb. 9 das Feld der Inselbogenbasalte. Ein Clüser Amphibolit (Ma 209), laut Abb. 9 inselbogenverdächtig, liegt aber jetzt im Bereich der Ozeanbasalte, während die Probe Ma 286 neu als Inselbogenbasalt eingestuft wird.

Laut MIYASHIRO (1974, 1975) kann mit Hilfe der Diagramme FeO–FeO/MgO und TiO₂–FeO/MgO erkannt werden, ob eine Basaltserie mittelozeanischer Herkunft ist oder ob sie in einer Subduktionszone entstand. In beiden

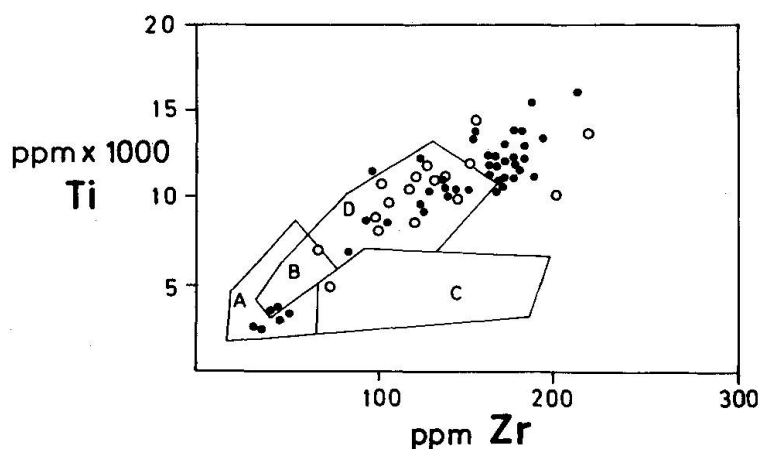


Abb. 9 Ti–Zr-Diagramm nach PEARCE und CANN (1973). A + B = Tholeiite aus Inselbögen. B + D = Basalte des Ozeanbodens (mittelozeanische Rücken), B + C = Kalkalkalibasalte der Inselbögen.

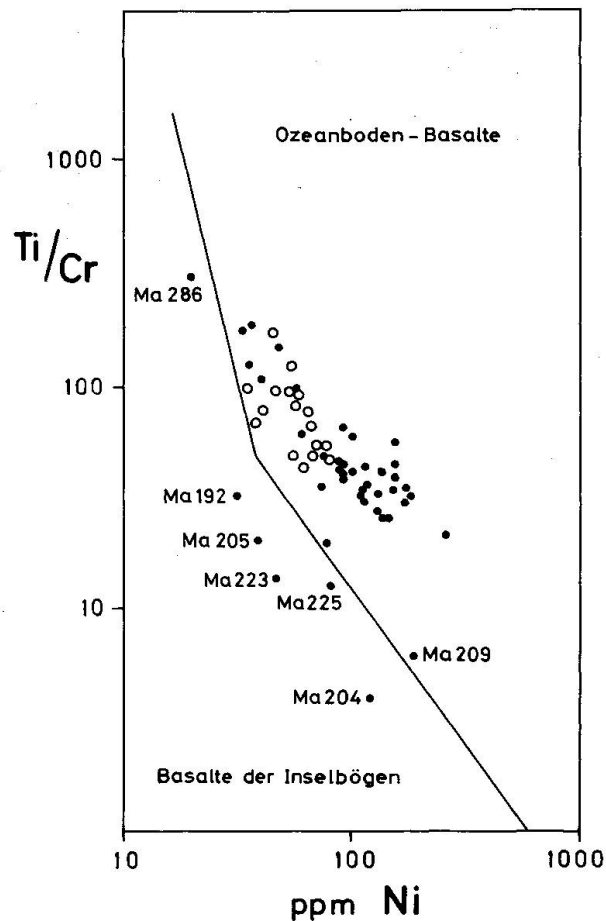


Abb. 10 Ti/Cr-Ni-Diagramm nach BECCALUVA et al. (1979).

Diagrammen streuen unsere Proben zwar stark, folgen aber in der Regel dem Trend abyssaler Tholeiite (Abb. 11, 12). In der Abb. 12 ist wiederum zu erkennen, dass die Clüser Amphibolite der Abb. 9 als Inselbogenvulkanite gedeutet werden könnten. Entgegen Diagramm 10 ist die Probe Ma 286 hier aber ozeanbasaltisch!

Zusammenfassend ist zu sagen, dass wir dank der chemischen Analysen die Frage nach der geotektonischen Position der untersuchten Metabasite teilweise beantworten können. Wir sind uns wohl bewusst, dass unser Konzept noch nicht ganz ausgereift ist, teils weil das Alter der basischen Metavulkanite nicht im Detail bekannt ist, teils weil postextrusive metasomatische Veränderungen, gut fassbar in den Amphiboliten, die Interpretation erschweren. Die laufenden geochemischen Untersuchungen der drei Eklogittypen, die im Gegensatz zu den Amphiboliten nicht so sehr verändert wurden, sollen die endgültigen Entscheidungsgrundlagen bezüglich geotektonischer Förderposition liefern. In der nun folgenden Diskussion halten wir uns an plattentektonische Modelle, auch wenn es momentan gar nicht erwiesen ist, ob überhaupt und in welchem Aus-

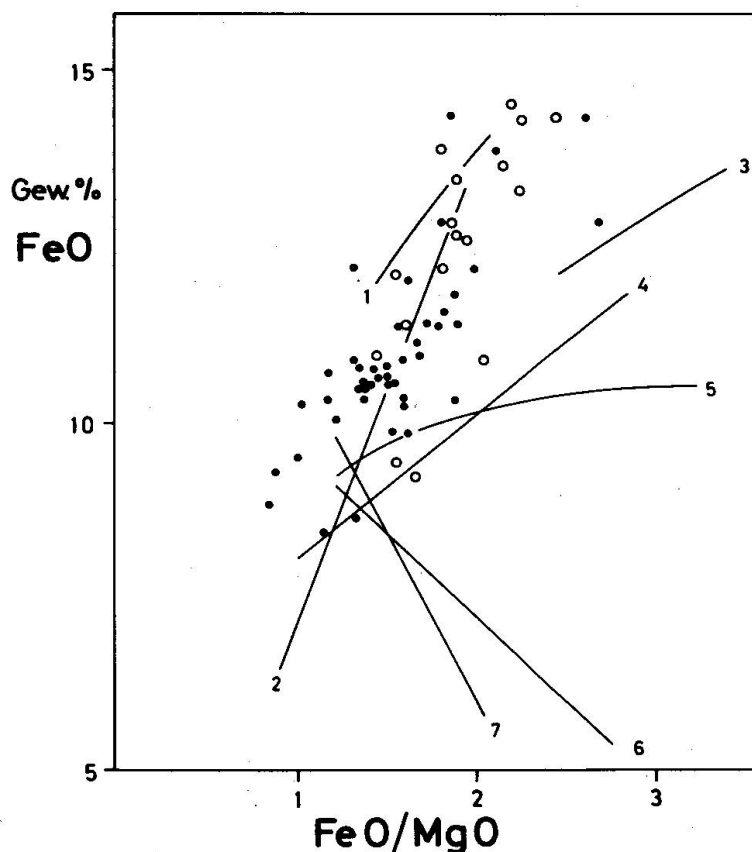


Abb. 11 FeO-FeO/MgO-Diagramm nach MIYASHIRO (1974, 1975). FeO = Fe_{tot}. Dargestellt sind auch die Differentiationstrends verschiedener Basaltsuiten. 1 = Skaergaard-Tholeiite. 2 = Basalte des Ozeanbodens (abyssal basalts, mittelozeanische Rücken). 3-7 = verschiedene ozeanische Inselbögen.

mass diese theoretischen Vorstellungen im Paläozoikum angewendet werden dürfen.

Nach den vorhergehenden Erläuterungen ist eine platteninterne Förderung (kontinentale «rift»-Zone, ozeanische Vulkaninseln) auszuschliessen. Die geochemischen Daten deuten hingegen auf einen Plattenrand als Entstehungsort, wobei sog. «low-K tholeiites» an drei verschiedenen Stellen gefördert werden können: mittelozeanische Rücken, marginale Ozeane («back arc basins») und Inselbögen (CONDIE 1976). Die Abb. 6-12 weisen die Mehrheit der untersuchten Proben, d.h. alle Eklogite und Eklogit-Amphibolite und 90% der granoblastischen Plagioklas-Amphibolite, einem divergierenden Plattenrand mittelozeanischen Gepräges zu. Zu einem ähnlichen Schlusse kamen COLINS et al. (1980) in ihrer Untersuchung der ordovizisch-silurischen Metabasite der nördlichen Grauwackenzone der Ostalpen. Ist aber damit erwiesen, dass wir in den untersuchten Gesteinen Abkömmlinge eines kambrischen Ozeanbodens vor uns haben? Das grosse Volumen der Silvretta-Metabasite würde mit einer solchen Vorstellung zwar gut übereinstimmen, doch fehlen die Ultramafitite und die Meta-cherts! Ein weiteres Gegenargument liefern die mit den Metabasiten ver-

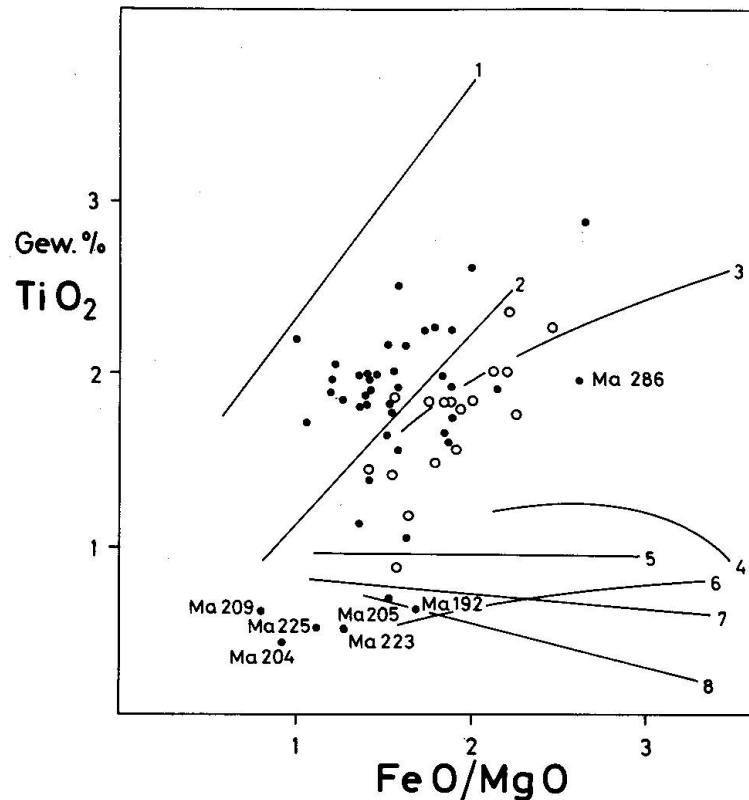


Abb. 12 TiO₂-FeO/MgO-Diagramm nach MIYASHIRO (1974, 1975). FeO = Fe_{tot}. Dargestellt sind die Differentiationstrends verschiedener Basaltsuiten. 1 = Kilauea. 2 = Basalte des Ozeanbodens. 3 = Skaergaard. 4-8 = verschiedene ozeanische Inselbögen.

gesellschafteten paragenen Gesteine, die mehrheitlich Gneise und seltener Glimmerschiefer sind. Wäre die Silvretta ein alter Ozeanboden, so müssten aber die Metapelite dominieren! Die wohl als Metagrauwacken zu interpretierenden Paragneise deuten hingegen auf die Nähe eines kontinentalen Liefergebietes. Nach dem Gesagten ist die Vorstellung eines marginalen Ozeans also nicht auszuschließen. Die geochemischen Daten würden gut dazu passen (Abb. 7). Tholeiite aus dieser geotektonischen Position sind von mittelozeanischen Rückentholeiiten nicht zu unterscheiden (DICK et al. 1978, HAWKINS et al. 1978, SAUNDERS und TARNEY 1978). Die diskriminierenden Diagramme (Abb. 6-12) vermögen denn auch nicht zwischen diesen beiden Tholeiit-Arten zu differenzieren. Die Vorstellung eines marginalen Ozeanbeckens erfährt eine weitere Stützung durch die zur Zeit der Förderung der basischen Laven vorhandene Krustendicke. Wir haben diese nach der Rb/Sr-Methode von CONDIE (1973) berechnet und kommen auf Werte von 15 bis 20 km. Vergleicht man sie nun mit den von demselben Autor angeführten Daten, so passen sie am besten mit der Krustendicke von «marginal sea basins» (10-15 km) überein; CONDIE führt für mittelozeanische Rücken 5-6 km, für Ozeanböden ca. 10 km und für «inland sea basins» bzw. Inselbögen ca. 25 km Krustendicke an. Wir messen

aber diesem Kriterium nicht allzu grosses Gewicht bei, weil die Daten stark streuen und weil die Auswirkung metasomatischer Rb- und Sr-Beeinflussungen schwer abzuschätzen sind.

Die Mechanismen, die zur Entstehung eines marginalen Ozeans führen, wurden von mehreren Autoren diskutiert (z. B. CHASE 1978, KARIG et al. 1978, UYEDA und KANAMORI 1979). Wir möchten uns für keinen der diskutierten Prozesse entscheiden und nur darauf hinweisen, dass für praktisch alle Bildungsprozesse eine Subduktionszone in irgendeiner Form wirksam gewesen sein muss. Aus dieser Sicht heraus interpretieren wir die Silvretta als ein marginales Ozeanbecken, das zwischen einem unbekanntem Kontinent und einem Inselbogen lag. Überreste dieses Inselbogens könnten in den schon besprochenen Proben aus der Clüser Amphibolitmasse gesehen werden, die Inselbogentholeiten gleichen. Das genaue Alter der vom Becken und vom Inselbogen stammenden basischen Laven ist nicht bekannt. Ein kambrisches Alter wird einzig aufgrund ihrer Vergesellschaftung mit kambrisch datierten Grauwacken gefordert (GRAUERT 1966, 1969), doch ist es wohl möglich, dass in den Metabasiten der Silvretta verschieden alte Anteile, also auch ordovizische und silurische, vorhanden sind. Zu einem noch unbekanntem Zeitpunkt wurde dann auch das Gebiet der heutigen Silvretta von der Subduktion erfasst, verfaltet und in Tiefen von mindestens 50–70 km versenkt. Durch den Zusammenschub und die Verfaltung resultierte ein Nebeneinander von Gesteinen, die sowohl dem marginalen Ozeanbecken als auch dem Inselbogen zuzuordnen sind. Die hohen Drücke und Temperaturen in der Subduktionszone bewirkten eine eklogitfazielle Überprägung der gesamten Silvretta. Später einsetzende Hebungen führten zu einer Druckentlastung, worauf sich amphibolitfazielle Paragenesen ausbildeten.

Das hier skizzierte Modell ist noch sehr bruchstückhaft und bedarf vieler Ergänzungen. Unsere bisherigen chemischen Analysen und das von diesen nach plattentektonischen Vorstellungen abgeleitete Schema stimmt am ehesten mit dem für das ostalpine Altkristallin vorgeschlagene Subduktionsmodell von FRISCH et al. (1984) überein. Für eine «rift»-Situation, wie dies beispielsweise HEINISCH und SCHMIDT (1982) diskutierten, lassen sich aus der geochemischen Zusammensetzung der bisher analysierten Metabasite noch keine Argumente beibringen.

Danksagung

Wir danken dem Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung für die finanzielle Unterstützung (Projekt 2.920-0.83). Unser Dank geht an Frau Michel für das Mahlen der Proben, das Schreiben der Tabellen, die Mithilfe im Labor und bei den Rechenoperationen, an Frau Marbacher für die Probenvorbereitung, an Herrn Charrière für die Reinzeichnungen, an Herrn Bourqui für die sorgfältige Herstellung der Dünnschliffe, an Herrn Oberhänsli

für die Einführung und ständige Betreuung an der Mikrosonde und bei der Auswertung der Ergebnisse, an Herrn Mercolli für die Auswertung einer ersten Analysenserie auf dem Rechner der Universität Bern, an die Herren Nickel, von Raumer und Streckeisen für Literaturhinweise, anregende Diskussionen und kritische Durchsicht des Manuskriptes.

Literaturverzeichnis

- BEARTH, P. (1932a): Die Diabasgänge der Silvretta. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12, 147-178.
- BEARTH, P. (1932b): Geologie und Petrographie der Keschgruppe. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 12, 256-278.
- BEARTH, P. (1933): Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13, 347-355.
- BECCALUVA, L., OHNENSTETTER, P. und OHNENSTETTER, M. (1979): Geochemical discrimination between ocean-floor and island-arc tholeiites - application to some ophiolites. Can. J. Earth Sci. 16, 1874-1882.
- BELOV, A. A. (1981): The main development states and epochs of tectonic activity in the Mediterranean Alpine folded area in Paleozoic. In: Karamata S. und Sassi F. P. ed. IGCP no. 5, Newsletter 3, 28-34.
- BÖGEL, H. und SCHMIDT, K. (1976): Kleine Geologie der Ostalpen. Ott Verlag, Thun.
- BONATTI, E., HONNOREZ, J. KIRST, P. und RADICATI, F. (1975): Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 06° N: contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the axial valley. J. Geol. 83, 61-87.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. und ZIRPOLI, G. (1973): Metamorphic evolution of the Austroalpine rocks to the south of the Tauern Window (Eastern Alps): radiometric and geopetrologic data. Mem. Soc. Geol. It. 12, 549-571.
- BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F. P. und ZIRPOLI, G. (1980): New petrographic und radiometric data on the Oetztal and Stubai orthogneisses (Eastern Alps). N. Jb. Mineral. Mh. 75-87.
- BRAUSE, H. (1970): Ur-Europa und das gefaltete Sächsische Paläozoikum, Ber. Dt. Ges. Geol. Wiss. A. Geol. Paläont. 15, 327-367.
- CHASE, C. G. (1978): Extension Behind Island Arcs and Motions Relative to Hot Spots. J. Geophys. res. 83, B11, 5385-5387.
- COLINS, E., HOSCHEK, G. und MOSTLER, H. (1980): Geologische Entwicklung und Metamorphose im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone unter besonderer Berücksichtigung der Metabasite. Mitt. Österr. Geol. Ges. 71/72, 343-378.
- CONDIE, K. C. (1973): Archean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. America Bull., 84, 2981-2992.
- CONDIE, K. C. (1976): Plate tectonics and crustal evolution. Pergamon, New York.
- DICK, H., MARSH, N. G. und NISTERENKO, G. V. (1978): Extensional volcanism in the Shikoku basin. EOS, Trans. Amer. Geophys. Union 59, 1187.
- ELLIOTT, R. B. (1973): The chemistry of Gabbro/Amphibolite Transition in South Norway, Contr. Mineral. Petrol. 38, 71-79.
- ELLIS, D. J. und GREEN, D. H. (1979): An experimental study of the effect of Ca upon Garnet-Clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. Contr. Mineral. Petrol. 71, 13-22.
- FLISCH, M. (1981): Geologie und Petrographie der Rotbühlgruppe. - Lic. Arbeit Univ. Bern.
- FLOYD, P. A. und WINCHESTER, J. A. (1975): Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. Earth Planet. Sci. Lett. 27, 211-218.
- FRANK, W., NOWY, W., SCHARBERT, S. (1976): Die Datierung geologischer Ereignisse im Altkristallin der Gleinalpe (Steiermark) mit der Rb/Sr-Methode, Tschermarks Miner. Petrogr. Mitt. 23, 191-203.

- FRAPÖLLI, G. (1975): Petrografia della regione del passo della Flüela. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 55, 307-364.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. und SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. Geol. Rundschau, 73, 1, 47-68.
- FRISCH, W. und NEUBAUER, F. (1984): Gneis-Amphibolitfolgen und kaledonische Orogenese im ostalpinen Kristallin. Fortschr. Miner. 62; Beiheft 1, 67-68.
- FRÖHLICH, F. (1960): Ein Beitrag zur Geochemie des Chroms. Geochem. Cosm. Acta, 20, 215-240.
- GRAUERT, B. (1966): Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerland). Earth Planet. Sci. Lett. 1, 139-147.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvrettakristallins aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen. Diss. Univ. Bern.
- GRAUERT, B. (1981): Das Alter der Schlingentektonik im Silvretta-Ötztalkristallin aufgrund radiometrischer Altersbestimmungen, Fortschr. Miner. 59, Beiheft 1, 54-56.
- GRAUERT, B. und ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). Contr. Mineral. and Petrogr. 20, 34-56.
- HART, R. A. (1970): Chemical exchange between seawater and deep ocean basalt. Earth Planet. Sci. Lett. 9, 269-279.
- HAWKINS, J. W., MELCHIOR, J. und BLOOMER, S. (1978): Petrology and geochemistry of Mariana through dredge samples EOS. Trans. Amer. Geophys. Union, 59, 1187.
- HEINISCH, H. und SCHMIDT, K. (1976): Zur kaledonischen Orogenese in den Ostalpen. Geol. Rundschau, 65, 459-482.
- HEINISCH, H. und SCHMIDT, K. (1982): Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 4, 211-239.
- HEZNER, L. (1903): Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite. Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt. 22, 437-471, 505-580.
- HODDER, A. P. W. (1985): Depth of origin of basalts inferred from Ti/V ratios and a comparison with the K₂O-depth relationship for island-arc volcanics. Chem. Geol. 48, 3-16.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt. 15, 56-70.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic Deposits of the Sb-, W-, Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. Time- and Strata Ore Deposits 169-168, Springer, Heidelberg.
- HÖLL, R. und MAUCHER, A. (1976): The strata-bound ore deposits in the Eastern Alps. Handbook of Strata Bound and Stratiform Ore deposits, 5, 1-36, Elsevier, Amsterdam.
- HÖLL, R., LOESCHKE, J., MAUCHER, A. und SCHMIDT, K. (1978): Early Paleozoic Geodynamics in the Eastern and Southern Alps. In: Closs, H., Roedder, D. und Schmidt, K.: Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart 124-127.
- HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. und TESSADI, R. (1982): Polymetamorphose im Ostalpin westlich der Tauern (Ötztaler Masse, Schneeberger Zug, Brennermesozoikum). Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 12, 5, 95-113.
- HOLLAND, J. J. B. (1980): The reaction albite = jadeite + quartz determined experimentally in the range 600-1200 °C. Amer. Min. 65, 129-134.
- HOLM, P. E. (1982): Non-Recognition of Continental Tholeiites Using the Ti-Y-Zr Diagram. Contrib. Mineral. Petrol. 79, 308-310.
- HYNDMAN, R. D., VON HERZEN, R. P., ERICKSON, A. L. und JOLIVET, J. (1976): Heat flow measurements in deep crustal holes on the Mid-Atlantic ridge. J. Geophys. Res. 81, 4053-4060.
- JÄGER, E. (1971): The History of Central and Western Europe. Rend. Soc. Ital. Mineral. Petrol. 27, 241-247.
- KARIG, D. E., ANDERSON, R. N., BIBEE, L. D. (1978): Characteristics of back arc spreading in the Mariana trough. J. Geophys. Res. 83, B 3, 1213-1226.

- KLEINSCHMIDT, G. und RITTER, U. (1976): Geologisch-petrographischer Aufbau des Koralpenkristallins südlich von Söboth/Steiermark-Kärnten (Raum Hühnerkogel-Laaken). *Carinthia* II, 166/86, 57-91.
- KOLMER, H. (1978): Die Verteilung von Ti, Sr, Y und Zr in spilitischen Gesteinen der Steiermark. *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, 108, 31-43.
- KRÄHENBÜHL, R. (1984): Petrographisch-geologische Untersuchungen in der Silvretta-Masse vom Flüela-Weisshorn zu Gorihorn und Rosställispitz (Kanton Graubünden). *Lic. Arbeit Univ. Bern*.
- LOESCHKE, J. (1973): Zur Petrogenese paläozoischer Spilite aus den Ostalpen. *N. Jb. Miner. Abh.* 119, 20-56.
- LOESCHKE, J. (1975): Spurenelement-Daten von paläozoischen Spiliten aus den Ostalpen und ihre Bedeutung für geotektonische Interpretationen. *Geol. Rundschau*, 64, 62-74.
- LOESCHKE, J. (1977): Kaledonisch-eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich zum rezenten Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Position: eine Arbeitshypothese. *Z. dt. Geol. Ges.* 128, 185-208.
- MACDONALD, G. und KATSURA, T. (1964): Chemical composition of Hawaiian lavas. *J. Petrol.* 5, 82-113.
- MACHATSCHKI, F. und WALITZI, E.M. (1963): Hornblenden aus Eklogiten und Amphiboliten der südlichen Koralpe. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 3, 8, 140-151.
- MICHAEL, G. (1985): Geologie und Petrographie im Macun (Unterengadin). *Diplomarbeit Univ. Freiburg i. Ue.*
- MILLER, C. (1966): Petrographische Untersuchungen an Peridotiten und Eklogiten aus dem Amphibolizug des mittleren Ötztals (Loibiskogel). *Diss. Univ. Innsbruck*.
- MILLER, C. (1970): Petrology of some Eclogites and Metagabbros of the Ötztal Alps, Tirol, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 28, 42-56.
- MILLER, C. (1974): Reaction Rims between Olivine and Plagioclase in Metaperidotites, Oetztal Alps, Austria. *Contrib. Mineral. Petrol.* 43, 333-342.
- MIYASHIRO, A. (1974): Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *Amer. J. Sci.* 274, 321-355.
- MIYASHIRO, A. (1975): Classification, characteristics and origin of ophiolites. *J. Geol.* 83, 249-281.
- MOTTANA, A., CHURCH, W.R. und EDGAR, E.D. (1968): Chemistry, Mineralogy and Petrology of an Eclogite from the Type Locality (Saualpe, Austria). *Contr. Mineral. Petrol.* 18, 338-346.
- NEWTON, R.C. and SMITH, J.V. (1967): Investigations concerning the breakdown of albite at depth in the earth. *J. Geol.* 75, 268-286.
- NISBET, E.G., DIETRICH, V.J. und ESENWEIN, A. (1979): Routine trace element determination in silicate minerals and rocks by X-ray fluorescence. *Fortschr. Miner.* 57, 2, 264-279.
- NOWY, W. (1976): Die Geologie des Gleinalm-autobahntunnels. *Diss. Univ. Wien*.
- PASTEELS, P. (1964): Mesures d'âges sur les zircons de quelques roches des Alpes. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 44, 519-541.
- PEARCE, J. und CANN, J. (1971): Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr und Y. *Earth Planet. Sci. Lett.* 12, 339-349.
- PEARCE, J. and CANN, J. (1973): tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Lett.* 19, 290-300.
- PEARCE, J. (1975): Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics* 25, 4-67.
- PEARCE, T.H., GORMANN, B.E. und BIRKETT, T.C. (1975): The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Planet. Sci. Lett.* 24, 419-426.
- PECCERILLO, A., POLI, G., SASSI, F.P., ZIRPOLI, G. und MEZZACASCA, Y. (1979): New data on the Upper Ordovician acid plutonism in the Eastern Alps. *N. Jb. Mineral. Abh.* 137, 162-183.
- PRESTVIK, T. (1982): Basic volcanic rocks and tectonic setting. A discussion of the Zr-Ti-Y discrimination diagram and its suitability for classification purposes. *Lithos*, 15, 241-247.

- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztal-Stubai-Alt-kristallins. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 13, 35-54.
- PURTSCHELLER, F. und SASSI, F.P. (1975): Some Thoughts on the Pre-Alpine Metamorphic History of the Austroalpine Basement of the Eastern Alps. *Tschermaks Miner. Petrogr. Mitt.* 22, 175-199.
- RICHTER, W. (1973): Vergleichende Untersuchungen an ostalpinen Eklogiten. *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.* 19, 1-50.
- SASSI, F.P. und ZANFERRARI, A. (1972): Il significato geologico del complesso del Turntaler (Pusteria) con particolare riguardo alla successione di eventi metamorfici alpini nel basamento austroalpino delle Alpi Orientali. *Boll. Soc. Geol. It.* 91, 533-557.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. und DEL MORO, A. (1974a): The Austroalpine to the South of the Tauern Window and the Periadriatic lineament between Mules and Mauthen. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 421-434.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A., ZIRPOLI, G., BORSI, S. und DEL MORO, A. (1974b): Some considerations on the South-Alpine basement of the Eastern Alps. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 609-624.
- SASSI, F.P., SCHÖNLAUB, H.P., ZANFERRARI, A. (1978): The Pre-Variscan History of the Eastern Alps. *Schriftenr. Erdwiss. Komm. österr. Akad. Wiss.* 3, 261-277.
- SATIR, M. und MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. *Geol. Rundschau*, 68, 1, 1-40.
- SAUNDERS, A.D. und TARNEY, J. (1978): Geochemistry of marginal basin basalts from the Scotia arc. *EOS, Trans. Amer. Geophys. Union* 59, 1191.
- SCHEDL, A. (1981): Geologische, geochemische und lagerstättenkundliche Untersuchungen im ostalpinen Alt-kristallin der Schladminger Tauern. *Diss. Univ. Wien.*
- SCHMIDT, K. (1976): Das «kaledonische» Ereignis in Mittel- und Südwesteuropa. *Nova Acta Leopoldina*, 224/45, 381-401.
- SCHMIDT, K. (1977): Der altpaläozoische Magmatismus und seine Stellung in der tektonischen Geschichte Mittel- und Südwesteuropas. *Z. dt. geol. Ges.* 128, 121-141.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. und GRÖGLER, N. (1967): Rb/Sr- und U/Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneebergerzuges. *Eclogae Geol. Helv.* 60, 529-536.
- SHERVAIS, J.W. (1982): Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth Planet. Sci. Lett.* 59, 101-118.
- SPAENHAUER, F. (1932): Petrographie und Geologie der Grialetsch-Vadret-Sarsura-Gruppe. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 12, 27-146.
- SPAENHAUER, F. (1933): Die Andalusit- und Disthenvorkommen der Silvretta. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 13, 323-346.
- SPOONER, E.T.C. und FYFE, W.S. (1976): Sub-seafloor metamorphism, heat and mass transfer. *Contrib. Mineral. Petrol.* 42, 287-304.
- STERN, C., DE WIT, M.J. und LAWRENCE, J.R. (1976): Igneous and metamorphic processes associated with the formation of Chilean ophiolites and their implications for ocean floor metamorphism, seismic layering and magmatism. *J. Geophys. Res.* 81, 4370-4380.
- STRECKEISEN, A. (1928): Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 8, 87-239.
- STRECKEISEN, A., GRAUERT, B. und PETERS, T.J. (1966): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Totalp-Serpentin. *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.* 46, 2, 704-722.
- STUMPFL, E.F. und EL AGEED, A. (1981): Hochgrößen und Kraubath - Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes. *Mitt. Abt. Geol. Bergb. Landesmuseum Ioanneum*, 42, 161-169.
- THIERRIN, J. (1982): Géologie et pétrographie du Val Sarsura, Grisons. *Diplomarbeit Univ. Freiburg i. Ue.*

- THIERRIN, J. (1983): Les écloğites et le complexe gabbroïque du val Sarsura (Silvretta), Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 63, 479-496.
- TOLLMANN, A. (1982): Grossräumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Varisikum Europas. Geotekt. Forsch. 64, 1-11, 1-91.
- TROLL, G. (1978): The «Altkristallin» of Eastern Tyrol between Tauern Window and Periadriatic Lineament. Aus: Closs, H., Roeder, P., Schmidt, K. ed.: Alps, Apennines, Hellenides. Schweizerbart, Stuttgart. 149-154.
- TROLL, G. und HÖLZL, E. (1974): Zum Gesteinsaufbau des Altkristallins der zentralen Schobergruppe, Osttirol. Jahrbuch Geol. B. - A., 117, 1-16.
- TROLL, G., FORST, R. und SÖLLNER, F. (1976): Über Bau, Alter und Metamorphose des Altkristallins der Schobergruppe, Osttirol. Geol. Rundschau, 65, 2, 483-511.
- TROLL, G., BAUMGARTNER, S., DAIMINGER, W. (1980): Zur Geologie der südwestlichen Schobergruppe (Osttirol, Österreich). Mitt. ges. Geol. Bergbaustudien Österr. 26, 277-295.
- TURNER, F.J. und VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic Petrology. McGraw Hill, New York.
- UYEDA, S. und KANAMORI, H. (1974): Back-Arc Opening and the Mode of Subduction. J. Geophys. Res. 84, 3, 1049-1061.
- WAGER, L.R. (1960): The major element variation of the layered series of the Skaergaard intrusion and a re-estimation of the average composition of the hidden layered series and of the successive residual magmas. J. Petrol. 1, 364-398.
- WENK, E. (1934a): Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins. Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 14, 196-278.
- WENK, E. (1934b): Der Gneiszug von Prà Putèr - Nauders im Unterengadin und das Verhältnis der Umbraildecke zur Silvretta-Ötztal-Decke. Eclogae Geol. Helv. 27, 135-146.
- WENK, E. und STRECKEISEN, A. (1951): Bericht über die geologisch-petrographische Exkursion ins östliche Graubünden (Unterengadin-Silvretta-Prättigau). Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 31, 330-342.
- WIESENER, H. (1969): Der Eklogitamphibolit von Hochrössen, Steiermark, Joanneum. Min. Mittbl. 156-164.
- WINCHESTER, A. und FLOYD, P.A. (1976): Geochemical magma type discrimination application to altered and metamorphosed basic igneous rocks. Earth Planet. Sci. Lett. 28, 459-469.
- WOOD, D.A., JORON, J.L. and TREUIL, M. (1979): A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. Earth Planet. Sci. Lett. 45, 326-336.
- ZWART, H.J. und DORNSIEPEN, U.F. (1978): The Tectonic Framework of Central and Western Europe. Geol. en Mijnb. 57, 627-654.

Revidiertes Manuskript eingegangen 12. Juli 1985.

Während der Drucklegung erschien die Arbeit von M. BRÖCKER (1985): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Val Tuoi (Silvretta, Schweiz). Unveröfftl. Diplomarbeit Universität Tübingen. Ausgehend von 21 Amphibolitanalysen aus einem Gebiet nördlich unseres Untersuchungsareals kommt der Autor zu den gleichen genetischen Schlussfolgerungen wie wir.