

Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein, Teil 2 : Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter = The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite ...

Autor(en): **Ferreiro Mählmann, Rafael**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **76 (1996)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-57685>

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.

Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein

Teil 2: Korrelation kohlenpetrographischer und mineralogischer Parameter

The pattern of diagenesis and metamorphism by vitrinite reflectance and illite "crystallinity" in Mittelbünden and in the Oberhalbstein

Part 2: Correlation of coal petrographical and of mineralogical parameters

von *Rafael Ferreira Mählmann*^{1,2}

Abstract

The distribution of discrete macerals, of graphitization stages, of clay mineral paragenesis, of facies critical minerals, and Alpine vein mobilizations confirms the new metamorphic map of the Austroalpine/Penninic area of Mittelbünden-Oberhalbstein (eastern Swiss Alps) which was established by using vitrinite reflectance (VR) and illite "crystallinity" (IC) data. The following three tectonic stockwerks can be observed: 1) Upper stockwerk (Upper Austroalpine Silvretta nappe s.l.), 2) Middle stockwerk (Lower Austroalpine and the South Penninic Platta nappe), 3) Lower stockwerk (Middle and North Penninic). They underwent different metamorphic evolutions. Incipient metamorphism in the Upper stockwerk is of pre-orogenic (pre-Cretaceous) age. In the Middle stockwerk Alpine Cretaceous heating is observed and in the Lower stockwerk a post-kinematic Tertiary metamorphism is recognizable. Paleo-geothermal gradients are characteristic for each stockwerk. This contradicts the post-nappe tectonic Tertiary metamorphism which was postulated until now using facies mineral and structural data. It is shown that IC and VR determinations are more sensitive to temperature conditions than very low- and low-grade facies minerals. Coal petrographical and mineralogical data allow to define the anchizone by approximate temperatures between 180 to 230 °C and > 270 to 300 °C. A preliminary paleotemperature map is shown.

Keywords: phytoclasts, clay minerals, facies minerals, paleotemperature, Austroalpine, Penninic, Grison Alps, Switzerland.

Zusammenfassung

Das Vorkommen diskreter Mazerale, von Graphitisierungsstufen, von Tonmineralparagenesen, von fazieskritischen Mineralen und alpinen Klüftremobilisationen bestätigen die neue Metamorphosekarte der Grenze Austroalpin/Penninikum von Mittelbünden und des Oberhalbsteins (östliche Schweizer Alpen), die auf Untersuchungen der Illit-"Kristallinität" (IK) und Vitrinitreflexion (VR) beruhen. Folgende drei tektonische Stockwerke können fest-

¹ Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität, Bernoullistr. 30, CH-4056 Basel, Schweiz. E-mail: ferreiro@ubaclu.unibas.ch.

² Institut für Geochemie, Petrologie und Lagerstättenkunde, Universität Frankfurt, Senckenberganlage 28, D-60325 Frankfurt/Main, Deutschland.

gestellt werden: 1) Oberes Stockwerk (oberostalpine Silvretta-Decke i.w.S.), 2) Mittleres Stockwerk (Unterostalpin und die südpenninische Platta-Decke), 3. Unteres Stockwerk (Mittel- und Nordpenninikum). Diese haben eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung erfahren. Im Oberen Stockwerk fand eine beginnende Metamorphose prä-orogen (vor der Kreide) statt. Im Mittleren Stockwerk kann eine kreidezeitliche Alpine Aufheizung nachgewiesen werden. Im Unteren Stockwerk erkennt man eine post-kinematische tertiäre Metamorphose. In den einzelnen Metamorphose, die mittels Faziesmineralen und strukturellen Beobachtungen postuliert wurde. Es kann gezeigt werden, dass IK- und VR-Parameter gegenüber Temperatureinflüssen sensitiver reagieren als sehr niedrig und niedrig metamorphe Minerale. Mit Hilfe kohlenpetrographischer und mineralogischer Daten wird die Anchizone mit ungefähren Temperaturen zwischen 180 bis 230 °C und > 270 bis 300 °C eingegrenzt. Davon ausgehend wird eine Paläotemperaturkarte vorgestellt.

1. Einleitung

Die Untersuchungen zur Diagenese-Metamorphose-Verteilung im Oberostalpin und im Südpenninikum Mittelbündens sowie im unterostalpinen und penninischen Deckenbau des Oberhalbsteins haben gezeigt, dass in allen tektonischen Einheiten und in den drei tektonischen Stockwerken (1. Oberostalpin, 2. Unterostalpin und Südpenninikum, 3. Mittel- und Nordpenninikum) Bereiche vorkommen, die von der starken Diagenese und Anchizone bis zur schwachen Epizone/Grünschieferfazies reichen (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: Abb. 18 und 19). Nachdem mit dem *Kübler-Index der Illit-"Kristallinität"* (IK) und der *Vitrinitreflexion* (VR) die Verteilung von Diagenese und beginnender Metamorphose auskartiert werden konnte, werden in diesem Teil der Arbeit weitere Diagenese-Metamorphose-Indikatoren aufgezeigt, welche die Untersuchungen von FERREIRO MÄHLMANN (1995) stützen und ein verständlicheres Mass für die erreichten Diagenese-Metamorphose-Temperaturen liefern.

Faziesminerale wurden wegen der karbonatisch-pelitischen Lithologien im Austroalpin kaum gefunden. Meist können nur anhand von Tonmineralparagenesen Informationen zur Diagenese und beginnenden Metamorphose gewonnen werden. Aus den Ophiolithen des Südpenninikums liegen hingegen umfangreiche Untersuchungen zum metamorphen Mineralbestand vor (PETERS, 1963; DIETRICH, 1969, 1972; TROMMSDORFF und EVANS, 1974; DIETRICH et al., 1974; DIETRICH, 1976; OTERDOOM, 1978; TROMMSDORFF und DIETRICH, 1980; TROMMSDORFF, 1983a; BURKHARD, 1987).

Die in der Literatur genannten Mineralfunde werden zusammen mit eigenen Daten in das auskartierte Diagenese-Metamorphose-Muster eingebunden. Hierdurch soll ein besseres Verständnis zur Stabilität verschiedener niedriggradiger Mineralvergesellschaftungen gewonnen werden. Zumindest kann das erste Auftreten und das Verschwinden einzelner Minerale bei voranschrei-

tender Temperaturüberprägung bestimmt werden. Mit den Mineralparagenesen werden Temperaturabschätzungen vorgenommen. Weil sich die IK und die VR als ebenbürtige und feinfühligere Paläotemperaturanzeiger bis zum Beginn der Grünschieferfazies erwiesen haben (FERREIRO MÄHLMANN, 1995), kann schliesslich eine Temperatur-Diagenese-Metamorphose-Karte gezeigt werden.

Zur Lage des Arbeitsgebietes, zur Tektonik und zur Bezeichnung der "Deformationsphasen" vergleiche Teil 1 der Arbeit (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: 90, Abb. 1 und 2). Für die Proben und deren stratigraphische Zuordnung werden weiterhin dieselben Probenbezeichnungen verwendet. Im Anhang (Tab. 1 und 2, p. 45–47) sind ausgewählte Proben mit ihren Koordinaten aufgelistet. Weitere Informationen sind in Tab. 11 bis 18 bei FERREIRO MÄHLMANN (1994) zu finden.

2. Kohlenpetrographische Anschliffuntersuchungen

2.1. EINFÜHRUNG

Mazerale sind mikroskopisch charakterisierbare, organische Partikel ohne mineralischen Anteil. Diese können in Sedimentgesteinen als Organoder Phytoklaste bezeichnet werden. Phytoklasten können in drei Mazerale-Gruppen mit eigenen optischen Eigenschaften, die sich mit zunehmender Inkohlung verändern, aufgeteilt werden (STACH et al., 1982: 87 f.; ROBERT, 1988). Es sind dies die Mazerale-Gruppen: a) (*Huminit*) *Vitrinit* – sie haben eine mittlere Reflexion und sind O₂-reich; b) *Liptinit* – sie haben unterhalb 1,6% VR eine niedrige Reflexion und übertreffen über 2,0% deutlich die VR; sie sind reich an H₂-Ketten; und c) *Inertinit* – sie weisen eine hohe Reflexion auf und sind reich an C₂. Feine Bestandteile, die morphologisch nicht mehr als Mazerale angesprochen, aber optisch Mazerale-Gruppen zugeordnet werden können, nennt man Vitro-, Lipto- oder Inertodetrinit. Bituminit (Exudate des Lip-

tinit) reflektiert zwischen 2,0 bis 4,5% R_{\max} wie Vitrinit (FERREIRO MÄHLMANN, 1995). Oberhalb 4,5% R_{\max} nimmt die Reflexion von Bitumininit exponentiell zu und ist kaum von Sporinit und Algininit zu unterscheiden.

Vitrinit besteht aus vormalen organischen Resten höherer Pflanzen (Partikeln von Zellulose und ligninführenden Geweben). Liptinit stammt von Fragmenten von Harz, Wachs, Cutina, Sporen, Pollen, Algen u.a. ab. Inertinit wird durch Oxidation verursacht. Unter polarisiertem Licht unterscheiden sich die Mazerale durch unterschiedliche maximale, minimale, uni- oder biaxiale anisotrope oder isotrope Reflexionen. Detaillierte Beschreibungen findet man bei STACH et al. (1982).

Die Mazeralanalysen erfolgten im Auflicht-Hellfeld. Neben den optischen, strukturellen und morphologischen Veränderungen im huminitisch-vitrinitischen Material dispers inkohlter Partikel in Sedimentgesteinen können auch die übrigen Mazerale Informationen zum Reife- bzw. Diageneseegrad eines Gesteins liefern (RAGOT, 1977; TEICHMÜLLER, 1987a; ROBERT, 1988; SNOWDON, 1989).

2.2. LIPTODETRINIT

In den untersuchten Sedimenten ist selten Liptodetrinit vorhanden. Nur in den klastischen, küstennahen, ostalpinen Sedimenten des Perms und der Trias (Fuorn-Formation, Arlberg-, Raibler- und Kössener Schichten) findet man neben größeren Mengen an Vitrodetrinit und groben oxidierten Pflanzenresten (Stiel- und Holzfragmente bis 5 cm Größe) auch häufig Liptodetrinit. In den Allgäuschichten der westlichen Ela-Decke ist Lamalgininit (lagige, flachovale Algininitgebilde) und Sporinit noch gut erhalten. Die meisten Funde kommen in Gebieten vor, die nach der IK und der VR stark diagenetisch bis maximal schwach anchizonal erwärmt worden sind.

Sehr gut erkennbar ist Liptodetrinit in den geringst inkohlten Gesteinen der detritischen Basis (NAEF, 1987) der Sedimente des Err-Normal-schenkels (Piz Laviner, Abb. 4). Hier findet man in der Diagenese gut erhaltene Reste von Sporinit, selten Cutinit und Algininit (MK 36 und AS 8/8a, Tab. 2). Der beschriebene Liptinit weist bis VR 2,0% R_{\max} eine dunklere bis gleichhohe oder bis VR 2,8% R_{\max} (Corn da Tinizong, Fil da Stidier-Piz Ela, Abb. 4) gleiche bis höhere Reflexion wie der Vitrodetrinit auf. Dagegen kann in der Diagenesezone der Silvretta-Decke i.w.S. Liptodetrinit nicht durch Reflexionsunterschiede erkannt werden. Hier weist eine VR von R_{\max}

> 3,0% auf eine stärkere Reife des Gesteins hin. Sporinit und Lamalgininit kann aber nun bis zu einer VR $\geq 4,5\%$ R_{\max} durch eine erhöhte Bireflexion erkannt werden (vgl. TEICHMÜLLER, 1987b: 131). Teilweise übertreffen sie den Vitrodetrinit auch in der Reflexionsintensität.

2.3. VITRODETRINIT, INERTODETRINIT UND GRAPHITISIERUNG

Bei der im Arbeitsgebiet vorherrschenden Maturität vom hohen Magerkohle- bis zum niedrigen Meta-Anthrazit-Stadium (FERREIRO MÄHLMANN, 1995) weist Vitrodetrinit in der Regel eine uniaxiale negative, senkrecht zur Schichtung oder Schieferung liegende Anisotropie auf. Die VR nimmt mit zunehmender Metamorphose stetig zu. Im Unterostalpin fällt dabei eine stärkere Bireflexion als im Oberostalpin auf (Abb. 2). Diese weist auf eine Prägraphitisierung hin (TEICHMÜLLER, 1987b). Eine zunehmende Prägraphitisierung wird mit einer starken Abnahme der minimalen Reflexion (R_{\min}) belegt. Gleichzeitig beginnen die Messwerte im Meta-Anthrazit-Stadium stark zu streuen (vgl. auch RAGOT, 1977). Eine biaxiale negative Anisotropie wird auffällig.

Bei den Untersuchungen an der Ost-/Westalpengrenze (FERREIRO MÄHLMANN, 1994) konnte gezeigt werden, dass Prägraphitisierungen schon ab der schwachen Anchizone ($IK = 0,35 \Delta^{\circ}2\theta$, $VR = 3,5\%$ R_{\max}) in tektonisch stark beanspruchten Gesteinen auftreten können. In der Silvretta-Decke i.w.S. sind Prägraphitisierungen sehr selten am Süd- und Südwestrand (Piz Mez, Stugl, Alp Darlux, Abb. 4) beobachtet worden. Nur Katabitumininit zeigt solche Phänomene auf. Vormalen homogener Katabitumininit weist nun eine faserige Struktur, lamellenartiges Auslöschverhalten, unterschiedliche Reflexionen und eine erhöhte Bireflexion auf.

Im Unterostalpin und der Platta-Decke sind Prägraphitisierungen häufiger vorhanden. In geschieferten Gesteinen im Süden, in der Zone von Samedan und am Marmorera-See, löschen die Vitrodetrinite im Semigraphit-Stadium noch homogen aus. Im Vergleich zu Gesteinen aus dem Oberostalpin kann aber mit zunehmender Maturität eine früher einsetzende Verminderung der Minimalreflexion und Erhöhung der Bi- und Maximalreflexion (Abb. 1 bis 3) in den meist stark geschieferten unterostalpinen Gesteinen beobachtet werden. Mit zunehmender Inkohlung treten im Meta-Anthrazit-Semigraphit-Stadium Graphitphärolithe auf. Diese sind in der südlichen Silvretta-Decke nur in den Klastiten des Perms (Stugl) ausgebildet. Im Unterostalpin (Val

d'Err, Err Westgrat-Castalegns) sowie der Platta-Decke (Alp Flix, Abb. 4) können bei einer mittleren VR um $R_{\max} \geq 5,0\%$ sehr selten Graphitsphärolithe beobachtet werden (Tab. 2). Hier sind IK $\leq 0,24 \Delta^{\circ}2\theta$ (Epizone) bis max. $0,28 \Delta^{\circ}2\theta$ typisch. Inertinit und Vitrinit sind im Semigraphit-Stadium in der maximalen Reflexion angelegten.

Dunkle Lagen im Arblatsch-Sandstein erwiesen sich reich an Katabituminit und Phytoklasten, die oft nur aus Meta-Anthrazit, Semigraphit und optischem Graphit (DIESEL und OFFLER, 1975) bestehen ($\geq 10,0\% R_{\max}$, R_{\min} um 2,0 bis 0,5%). Die IK definiert stark epizonale Bedingungen. Auffallend ist bei der Durchmusterung der Anschliffe aus dem Arblatsch-Flysch, dass der optische Graphit recht homogen auslöscht. Nach DIESEL et al. (1978: 62 f.) handelt es sich um "transitional matter". Echter Graphit ist erst bei sehr hohen Temperaturen stabil.

2.4. BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN VITRINIT-REFLEXIONS-PARAMETERN

Zur Kontrolle der R_{\max} -Werte wurden auch die minimale Vitrinitreflexion (R_{\min}) und die Birefle-

xion gemessen. Zwischen den Reflexionsparametern gibt es charakteristische Beziehungen (RAGOT, 1977). Nach Ergänzung der Daten von PETSCHICK (1989) und FERREIRO MÄHLMANN (1994) mit den neuen Messungen, die vollkommen kompatibel sind, lässt sich die Korrelation R_{\max}/R_{\min} mit einer Regressionsfunktion zweiter Ordnung beschreiben:

$$R_{\min} = 0,182 + 0,922 \cdot R_{\max} - 0,965 \cdot R_{\max}^2$$

$$n = 1199, r = 0,938.$$

Die Messungen aus der Silvretta-Decke i.w.S. bestätigen diese Funktion. Dagegen fallen die Messungen aus dem Unterostalpin und der Platta-Decke bei höherer Inkohlung aus dem Rahmen (Abb. 1). Während in den meisten ostalpinen Decken im N des Arbeitsgebietes eine Umkehrung der R_{\min} -Werte bei 5,0% R_{\max} (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: Abb. 31c) bzw. in Kohlebecken bei 6,0 bis 6,5% R_{\max} (RAGOT, 1977: Abb. 19A, STACH et al., 1982: Abb. 19B) beobachtet wird, ist im Unterostalpin und der Platta-Decke eine Umkehrung bei 4,5 bis 5,0% R_{\max} in Abbildung 1 gut zu erkennen.

Für die Korrelation von R_{\max} und Bireflexion gilt die kubische Funktion:

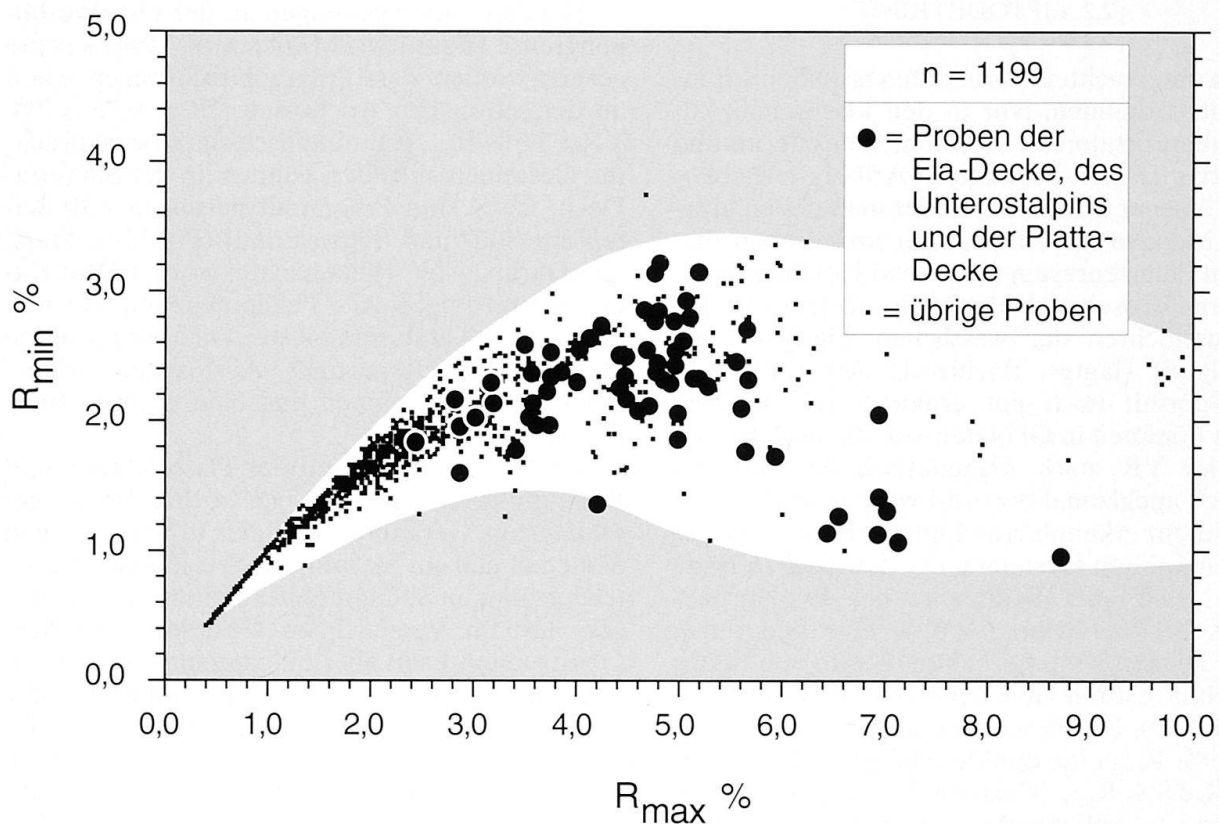


Abb. 1 Korrelation der Vitrinitreflexion $R_{\max} \% / R_{\min} \%$ aller Proben aus dem tektonischen Grenzbereich Ost-/Westalpen von PETSCHICK (1989), FERREIRO MÄHLMANN (1994) und dieser Arbeit.

Correlation diagram for vitrinite reflectance $R_{\max} \%$ vs $R_{\min} \%$. Data from the eastern and western Alps boundary from PETSCHICK (1989), FERREIRO MÄHLMANN (1994) and this work are shown.

$$\text{Bireflexion} = -0,183 + 0,078 R_{\text{max}} + 0,0965 \cdot R_{\text{max}}^3$$

n = 1199, r = 0,97

(Abb. 2 und PETSCHICK, 1989: 14). Konsequenterweise – die Bireflexion ist die Differenz der maximalen und minimalen Reflexion – ist mit den Proben des Unterostalpins und der Platta-Decke

erneut eine abweichende Funktion gegeben. Diese Proben beschreiben eine deutlich steilere quadratische Funktion, die derjenigen von unimodal deformierten Gesteinen gleicht (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: Abb. 32a). Diese Beziehung ist auch in mehrfach deformierten Gesteinen (z.B. Phyllite) vorhanden, wenn eine Deformation, wie im Unterostalpin (Schieferung sf1 der ersten De-

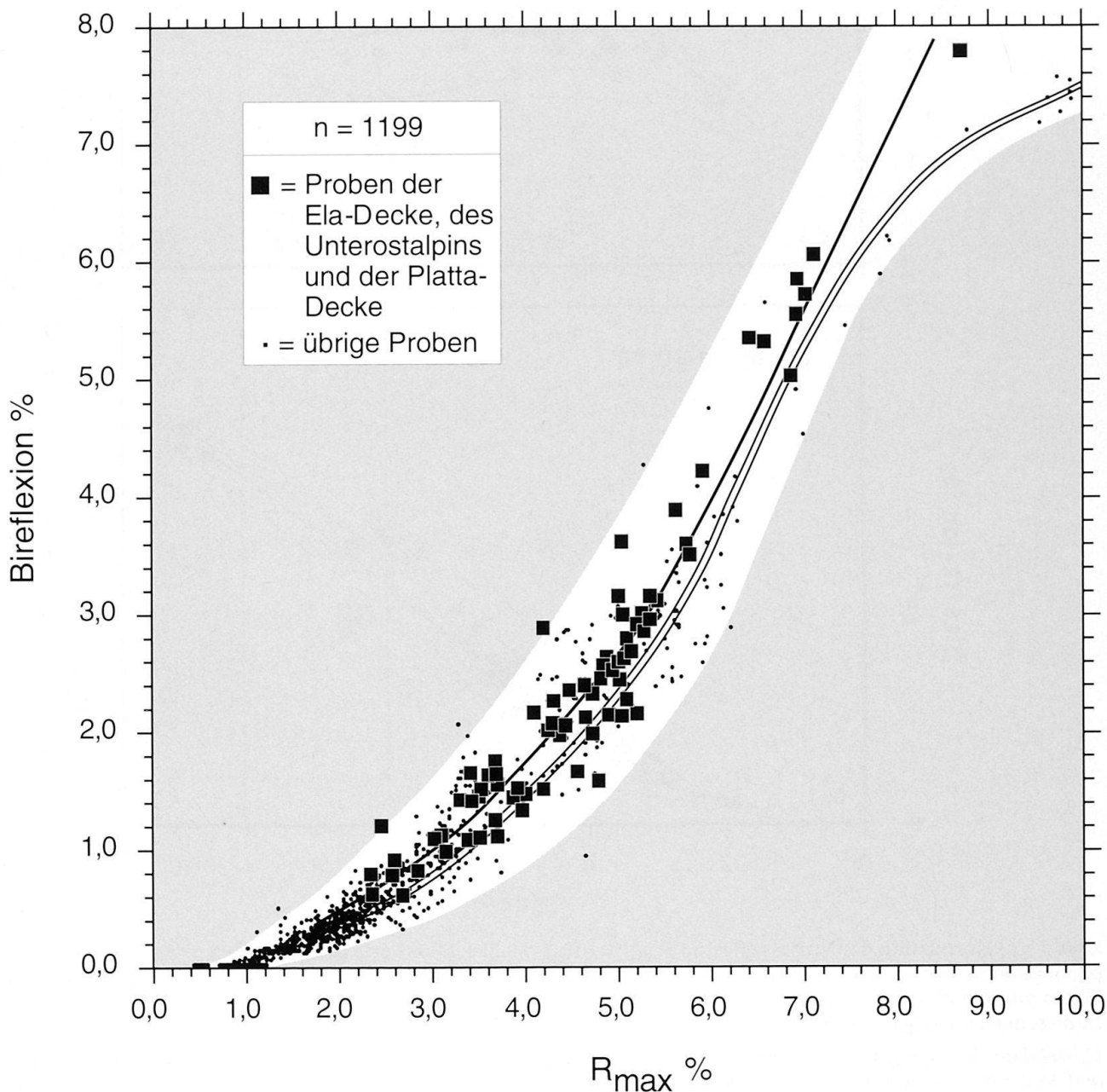


Abb. 2 Korrelation der Vitrinitreflexion R_{max} % / Bireflexion % (Proben wie in Abb. 1). Die Doppellinie beschreibt die abweichende Beziehung phyllitischer und tektonisierter Proben. Hervorgehoben sind die Proben aus dem Mittleren Stockwerk im Oberhalbstein, um die abweichende Regressionsfunktion zu veranschaulichen (durchgezogene Linie, n = 92, r = 0,961).

Correlation diagram for vitrinite reflectance R_{max} % vs bireflecance (samples as in Fig. 1). The double line describes different relations for phyllitic and tectonized samples. Data from the Middle stockwerk in the Oberhalbstein area are indicated by big dots. These samples demonstrate a different regression function (normal line, n = 92, r = 0,961).

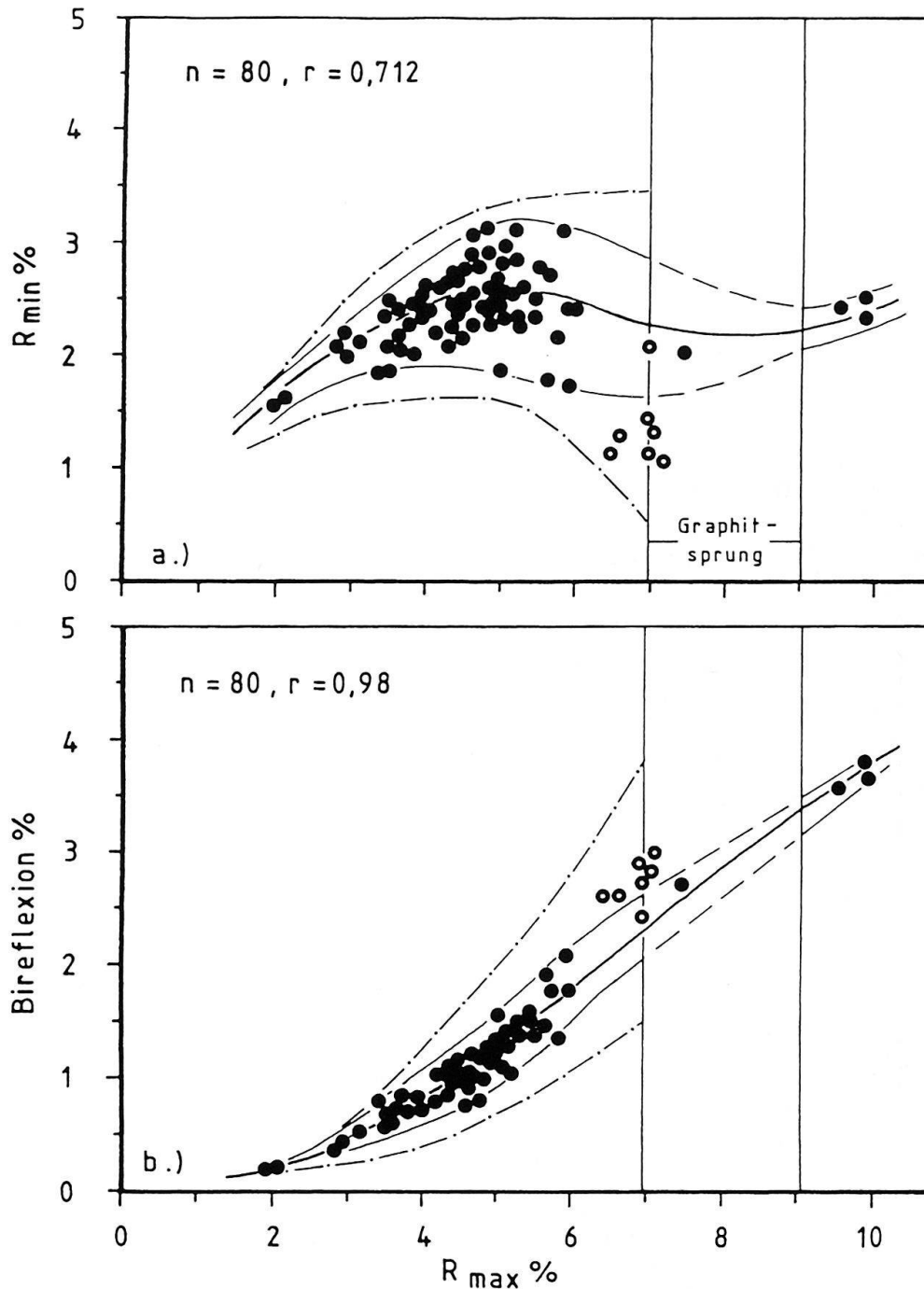


Abb. 3 a) Korrelation der Vitritreflexion R_{\max} % / R_{\min} % aller Messwerte des Unterostalpins, Süd- und Nordpenninikums (nur Arblatsch-Flysch) aus dem Oberhalbstein. Die punktiert-gestrichelte Linie gibt die Streuung der Daten aus den oberostalpinen Nördlichen Kalkalpen (PETSCHICK, 1989 und FERREIRO MÄHLMANN, 1994) wieder. In diesem Bereich liegen auch die Daten der oberostalpinen Silvretta-Decke i.w.S.

Correlation diagram for vitrinite reflectance R_{\max} % vs R_{\min} % Data from the Lower Austroalpine, South Penninic and North Penninic (only the Arblatsch-Flysch) in the Oberhalbstein region are shown. Data scattering for the Upper Austroalpine of the Northern Calcareous Alps is shown by dash-dot signatures (PETSCHICK, 1989 and FERREIRO MÄHLMANN, 1994). In this field, also data from the Upper Austroalpine Silvretta nappe are located.

b) Korrelation der Vitritreflexion R_{\max} % / Bireflexion % (Proben wie in Abb. 3a). Offene Kreise = Messungen an den Deckenbahnen. Die Messungen, die mit den offenen Kreisen abgebildet sind, wurden nicht für die Statistik (Abb. 3a und 3b) verwendet, da sie durch heiße Fluide verändert worden sind (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: 110).

Correlation diagram for vitrinite reflectance R_{\max} vs bireflectance (samples as in Fig. 3a). Open circles = measurements from the nappe thrust planes. Because of strong alteration by hot fluids (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: 110), these data are not used for statistics (Figs 3a and 3b).

formation F1), dominiert. Mit der Bireflexion lassen sich deformationsbedingte Reflexionsveränderungen besser darstellen (Abb. 2).

Da sich das Reflexionsverhalten des Vitrodetrinit in den tieferen Decken (Ela-, Julier-, Err-, Carungas- und Platta-Decke) anders verhält als in den höheren oberostalpinen Decken, werden diese nun getrennt betrachtet. Aufgrund ähnlicher Beobachtungen sind die Phyllite und Quarzite des Arblatsch-Flysches mitzubespochen.

Ungewöhnlich ist in Abbildung 3a die erneute Zunahme der R_{\min} -Werte ab 6,0% R_{\max} (vgl. auch Abb. 1). Auffallend ist in den Anschliffen mit diesen Merkmalen, dass bei einer VR zwischen 4,5 und 6,0% R_{\max} eine bimodale Anisotropie auftritt. Die zweite Auslöschung, die geringer ausfällt, liegt schräg zur Längsachse des Partikels, zur Schichtung und ersten Schieferung. Sie ist mit einer zweiten Schieferung assoziiert und wird als Spannungsanisotropie gedeutet (FERREIRO MÄHLMANN, 1995). Aus Abbildung 3b geht hervor, dass zwischen 2,0 und 6,0% R_{\max} eine quadratische Funktion mit sehr geringer Varianz in der Datenstreuung definiert wird. Erst ab 6,0% R_{\max} nimmt die Zunahme der Bireflexion ab, so dass eine kubische Funktion gewählt werden kann. Diese Abnahme kann auch in Abbildung 2 (Doppellinie) wiedergefunden werden.

2.5. DISKUSSION DER KOHLENPETROGRAPHISCHEN ERGEBNISSE

Das seltene Vorkommen von Liptinit hängt damit zusammen, dass Cutin marin stark abgebaut wird, Harz und Wachs schnell oxidiert und in den Karbonatgesteinen eine alkalische CaO-Oxidation die Fragmente abbaut. Am widerstandsfähigsten sind, selbst in tiefmarinen Sedimenten und Karbonaten (z.B. die Allgäuschichten), Algen, Pollen und Sporen (GOUGH et al., 1993 cum biblio). 90% der gesamten Ablagerung von Lignin und Cutin und den daraus abzuleitenden Phenolen werden im Delta- und Schelfbereich (0 bis -200 m) abgelagert, und nur wenig Material gelangt in tiefere marine Sedimente (GOUGH et al., 1993), die im Arbeitsgebiet ab der Obertrias dominieren. Pflanzenreste in diskreter partikulärer Form sind in küstennahen Regionen zu finden. Hierzu zählen die Sedimentationsräume der klastischen Karbonate der Fuorn-Formation, der Arlberg-, Raibler- und Kössener Schichten.

Der bedeutendere Grund, warum Liptodetrinit im Arbeitsgebiet nicht erkannt wird, ist jedoch die Tatsache, dass die meisten Gesteine eine Reife erfuhren, die das Fettkohle-Stadium über-

schrritten hat. Die meisten Mazerale des Liptinit (u.a. Cutinit) werden im Gaskohle-Stadium zu "vitrinite like"-Material unter Abgabe ihrer H_2 -Ketten umgewandelt. Später folgen Alginin und Sporinit (SZADECZKY-KARDOS, 1956).

Im Arbeitsgebiet kann, wie im Austroalpin von PETSCHICK (1989: Abb. 51) und FERREIRO MÄHLMANN (1994: 106) beschrieben, Liptodetrinit bis 2,8% R_{\max} unterschieden werden. Eine plausible Erklärung hierfür ist zurzeit nicht vorhanden. Liptodetrinit sollte nach STACH et al. (1982) bei den im Arbeitsgebiet nachgewiesenen Maturitäten wie Vitrinit oder höher reflektieren. Ab 1,7 bis 2,0% R_{\max} (Bereich der niedrigsten Inkohlung in Graubünden) sollte daher Liptodetrinit leicht mit Vitro- oder Inertodetrinit zu verwechseln sein. Erst ab dem Anthrazit-Stadium reflektiert Liptodetrinit deutlich höher als Inerto- und Vitrodetrinit und ist wieder gut zu unterscheiden (u.a. durch eine sehr starke Bireflexion). Der Grad der Reflexionszunahme hängt aber u.a. stark davon ab, wie wasserstoffreich der Phytoklast war (DURAND et al., 1986).

Dunkel reflektierender Liptodetrinit ist typisch für die Diagenesezone und bestätigt die IK- und VR-Messungen (Abb. 4 und 6). Er ist ein wichtiger Beweis, dass sehr niedrige Paleotemperaturen vorliegen müssen. Bei DOW (1977) wird die Grenze "wet/dry gas" mit einer VR von $R_m = 2,4\%$ und etwa 2,6% R_{\max} mit Temperaturen um 160 °C beschrieben. Es kann vermutet werden, dass in der am geringsten inkohlten Err- und Ela-Decke, bei einer VR von 2,0 bis 2,8% R_{\max} und dem Vorhandensein von Liptinit, die Grenze zur Trockengaszone knapp überschritten wurde und kaum Paläotemperaturen über 180 °C (Abb. 7) existiert haben (vgl. hierzu TISSOT und ESPITALIE, 1975; WAPLES, 1980; TISSOT und WELTE, 1984; BARNES et al., 1990: 196).

Die in der Silvretta-Decke bei geringer tektonischer Deformation auf Katabituminit beschränkte Prägraphitisierung lässt sich mit dem vormals hohen H_2 -Gehalt verbinden (DIESEL et al., 1978). Die ursprüngliche Zusammensetzung der Phytoklasten ist ausschlaggebend für die Stärke der Prägraphitisierung (TEICHMÜLLER, 1987b). Anders als im Oberen Stockwerk spielen Graphitisierungs-Erscheinungen im Mittleren und Unteren Stockwerk eine grosse Rolle. Die Prägraphitisierung im Mittleren Stockwerk ist auf eine erhöhte parallele Stapelung der polyaromatischen Schichten zurückzuführen und mit der tektonischen Beanspruchung zu erklären (TEICHMÜLLER et al., 1979; ENGLAND und BUSTIN, 1985). Die hohe optische Anisotropie ist ein starker Hinweis auf hohen Stress und in Schiefen/Phylliten typisch (STONE und COOK, 1979; LEVINE und

DAVIS, 1984). Der generelle Trend höherer VR-Werte bei gleicher IK, im Gegensatz zur Silvretta-Decke, spricht hierfür. Für die in diesen Proben beschriebene Abnahme von R_{\max} und von R_{\min} werden Einflüsse durch tektonischen Druck vermutet. Eine frühe Umkehrung von R_{\min} -Werten bei zunehmender Maturität wurde in stark tektonisch beanspruchten Gesteinen (Tektoklastite, Mylonite, Phyllite) im Austroalpin (FERREIRO MÄHLMANN, 1994: Abb. 31a) und in der Falknis-Decke (FREY et al., 1980: Tab. 1d) erkannt. Erhöhte VR-Messungen an Deckengrenzen und Scherzonen im Mittleren Stockwerk (Tab. 2) sind aber mit Maturitätszunahmen durch temperierte fluide Phasen besser erklärbar und haben eine andere Ursache als die Prägraphitisation (FERREIRO MÄHLMANN 1995: 108 f.).

Im Meta-Anthrazit-Stadium treten Graphit-sphärolithe auf. Nach STACH et al. (1982) und ROBERT (1988) sind Graphitsphärolithe ab Temperaturen von 300 °C zu finden. Diese Beobachtungen sind ein gutes Argument, dass die Temperaturen in der SW Silvretta-Decke und im Bereich Rona-Marmorera-See die 300 °C überschritten haben. Unter Scherstress können sich graphitische Strukturen schon um 300 °C bilden (TEICHMÜLLER, 1987b).

Die Untersuchungen bestätigen die Eignung der Bireflexion als Inkohlungsparameter. Die quadratische bzw. kubische Regression in Abbildung 2 und 3 hat eine hohe Signifikanz ($r = 0,97$ bzw. $r = 0,98$). Zusammen mit der guten Korrelation von IK und VR (FERREIRO MÄHLMANN, 1995) können mit den Inkohlungsparametern noch bis über 6,0% R_{\max} gute, graduelle Ergebnisse zur sensitiven Metamorphosebestimmung erzielt werden.

3. Röntgendiffraktometrie von Textur- und Pulverpräparaten

3.1. TONMINERALE

Die Tonmineral-Zusammensetzung von Gesteinen kann wertvolle Hinweise auf die erreichte Diagenese bzw. beginnende Metamorphose geben. Zur Bestimmung der Tonminerale wurden Texturpräparate verwendet (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: Abb. 3).

Diskreter Smektit, mit seinem typischen Reflex nach Glycolierung bei 17,0 Å, ist selten vorhanden. Smektit wird mit Kaolinit im "Permo-Skyth" von KÜRSMANN (1993) häufig genannt. In der Silvretta-Decke i.w.S. und im Unterostalpin kommt zwischen einer IK von 0,33 bis 0,125 $\Delta^{\circ}2\theta$ Smektit nur in angewitterten Proben vor. Zusam-

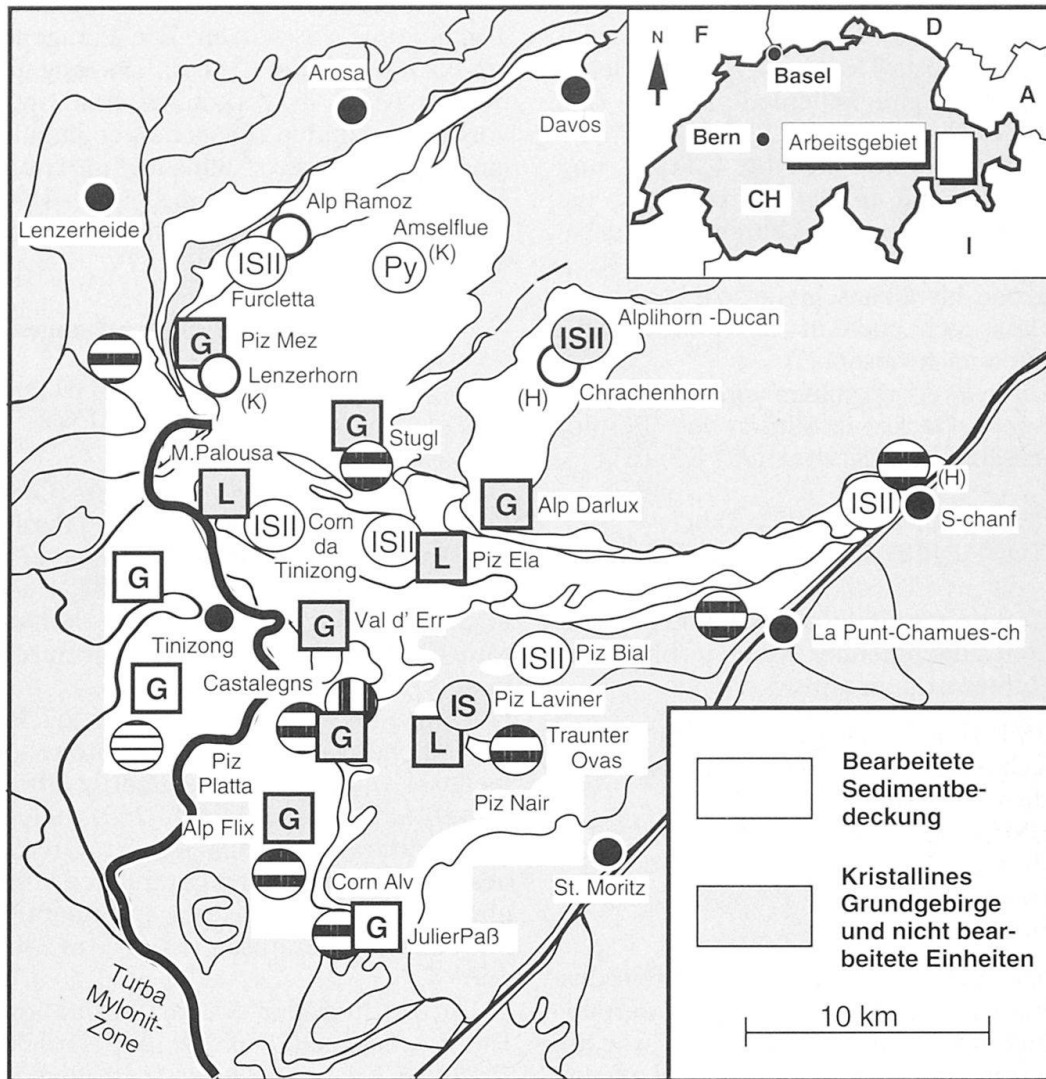
men mit Pyrit mit Limonitkrusten und Katabituminit mit Aufhellungssäumen und Rissen ist diskreter Smektit im Arbeitsgebiet ein sensibler Anzeiger für Alterationserscheinungen. IK-Verbreiterungen und VR-Herabsetzungen kommen in diesen Proben vor. Hier sind auch diskrete *Illit-Smektit-Interferenzen* (11 bis 12 Å nach Glycolbehandlung) vorhanden sowie Spuren von *Vermiculit/Chlorit-Smektit*. Diese Minerale sind als Verwitterungsprodukte zu deuten. Makroskopisch ist keine Verwitterung aufgefallen.

IS/ISII-Illitmaterial (SRÖDON, 1984) hat sich als ein guter Anzeiger für den Bereich ≤ 230 °C (FERREIRO MÄHLMANN, 1994) erwiesen (\approx Grenze Esskohle/Magerkohle-Stadium = 2,2% R_{\max}). In der Diagenese der Ela- und Err-Decke kann vereinzelt IS/ISII-Illitmaterial nachgewiesen werden (Abb. 4). Fehlende diskrete Interferenzen oder Reflexkoinzidenzen verhindern meist genauere Bestimmungen (IR-Index, 001/003 lufttrocken / 001/003 glycoliert) des Smektitanteils nach SRÖDON (1984: 339). Fast immer kann nur der Srödon-BB₁-Index (Basisbreite der 10-Å-Linie) Anwendung finden. Demnach sind in der Diagenese am Piz Laviner und am Corn da Tinizong Smektitgehalte > 15% vorhanden. Bei den wenigen auswertbaren Proben ist in der Anchi-/Epizone der Übergang vom ISII- zum ISII/I-Illitmaterial zu erkennen (vgl. Abb. 6).

Corrensit und Spuren von *Kandit* wurden einzig in der Silvretta-Decke östlich Monstein (KS 135, Tab. 1) und im Unterostalpin am Piz Laviner in der Diagenese nachgewiesen. Von KÜRSMANN (1993) wird am Lenzer Horn und von HENRICH (1993) im Alplihorn-Ducan-Gebiet *Corrensit* beschrieben (Abb. 4). In den Raibler-Schichten der Ducan-Mulde (Chrachenhorn) kommt "Kaolinit" (*Kandit*) vor und *Corrensit* bildet einen bedeutenden Anteil der Tonminerale (ALTENBOCKUM, 1986). Anders als im Oberostalpin ist im Unterostalpin *Corrensit-Tosudit* (nicht genauer unterscheidbar) in der Anchizone nicht vorhanden (Abb. 6).

Im gesamten Ober- und Unterostalpin (Mittelbünden, Oberhalbstein) dominiert von der Diagenese bis zur Epizone in der Tonfraktion *Illit/Muskowit*. Im Süd- und im Nordpenninikum des Oberhalbsteins dagegen tritt Illit zugunsten von *Chlorit* zurück.

Paragonit kommt spurenweise in den Allgäuschichten der Arosa-Dolomiten-Decke (A 164, Tab. 1, starke Anchizone) und westlich Stugl (Abb. 4) im klastischen Perm (P 10, Epizone) der Silvretta-Decke mit deutlichen Interferenzen bei 9,7, 4,44–4,38, 4,27 und 2,54 Å (DIETRICH, 1965) vor. Im Plattenkalk in der subsilvrettiden Linse bei S-chanf wurde von HENRICH (1993: 74) Para-



- L** diskreter figurierter Liptodetrinit (meist Alginat, Sporinit, selten Cutinit)
 - G** Graphitsphärolithe und starke Prägraphitisierung **G** Graphit "optical graphite"
 - IS** IS/ISII-Illitmaterial + Kandit **ISII** ISII-Illitmaterial + Kandit
 - ISII** ISII-Illitmaterial **O** ISII-Illitmaterial + Tosudit/Corrensit
 - Py** Pyrophyllit (K = KÜRSMANN 1993) (H = HENRICH 1993)
 - ▨** Paragonit
 - ▩** Stilpnomelan
 - ▧** Biotit
- } + Illit + Chlorit + Quarz + Albit + Kalifeldspäte (Mikroclin, Orthoklas)

Abb. 4 Röntgendiffraktometrisch bestimmte Tonminerale und faziesindikative Minerale sowie Untersuchungen von Phytoklasten in Stückschliffen bei reflektiertem Licht unter Ölimmersion.

Index minerals determined by X-ray diffraction and phytoclast investigations from polished sections of rocks under reflected light and oil immersion.

gonit bestimmt (Abb. 4, vgl. hierzu FERREIRO MÄHLMANN, 1995: 100). In der südlichen Carungas-, Err- und Platta-Decke weisen Kössener Kalk-, Radiolarit-Calpionellenkalk-Proben (KS S1 – Traunter Ovas-Fenster, KS S2 – Julier-Pass, J 75 – südlich Marmorera-See, Abb. 4, Tab. 2, und DIETRICH, 1970) und in der Albula-Zone die Probe K 10 (Tab. 2) deutliche Paragonit-Reflexe auf ($IK = 0,25$ bis $0,125 \Delta^{\circ}2\theta$, $VR \geq 5,6\% R_{\max}$, Anchi-/Epizone bis Grünschieferfazies, Abb. 6). Paragonit lässt sich auch in den nordpenninischen Flyschen nachweisen.

Ein *Pyrophyllit*-Vorkommen wird an der Amselflue (Silvretta-Decke) in Siltiten des "Permo-Skythian" beschrieben (KÜRMAN, 1993: 163).

3.2. TONMINERALPARAGENESEN

In den Tonfraktionen sind die folgenden drei Paragenesen mit zunehmender Metamorphose im Ober- und Unterostalpin typisch:

- 1 Illit (IS/ISII in der Diagenese) + Illit-Smektit-Wechselagerungen + Chlorit \pm Kandit \pm Tosudit-Corrensit.
- 2 Illit (ISIII/I in der Anchizone) + Chlorit \pm Tosudit-Corrensit.
- 3 Muskowit + Chlorit \pm Paragonit (Starke Anchizone/Epizone).

Im Austroalpin kann eine für die Illitbildung nötige Kaliumverfügbarkeit festgestellt werden. Eine Natrium-Aluminium-Verfügbarkeit war für die Paragonitbildung wahrscheinlich nicht ausreichend. Anders ist die Situation im Südpenninikum. Eine Natriumverfügbarkeit aus Albit (Spilite) und mafischen Mineralen im Penninikum ist aus den Ophiolithkomplexen bzw. aus den detritischen Plagioklasen in den Flyschen gegeben. Paragonit kommt in der Paragenese 2 und 3 vor. Hier sind folgende Reaktionen möglich:

Illit/Smektit \Rightarrow Rektorit + Na^+ (ab $\geq 250^{\circ}C$)
 \Rightarrow Paragonit + Muskowit + Quarz
 (FREY, 1978)

Biotit + Muskowit + Natriumfeldspäte
 (ab $\geq 300^{\circ}C$) \Rightarrow Paragonit + Chlorit + K^+
 (WEAVER, 1984)

Da der Ordnungsgrad der Illite im Südpenninikum gegenüber dem Ostalpin im Oberhalbstein besser ist (Muskowit), wird die erste Reaktion für wahrscheinlicher gehalten. Biotit wurde nicht nachgewiesen. Tritt Albit in der Tonfraktion auf, fehlt Paragonit. Da Albit mit $> 5,0\%$ an der Tonfraktion in den Sedimenten der Platta-Decke beteiligt ist, kann hier der Grund für das seltene Auftreten von Paragonit liegen (vgl. FREY, 1987).

Temperaturen lassen sich kaum mit Hilfe der Tonminerale abschätzen. Die Paragenese 1, die am Piz Laviner, am Corn da Tinizong und am Alplihorn (Abb. 4) vorkommt, bestätigt aber die vorher genannten Diagenesebedingungen. Mit einer schlechteren Auflösung untermauern die Tonmineralverteilungen das mittels IK- und VR-Daten auskartierte Diagenese-Metamorphose-Muster.

4. Dünnschliffuntersuchungen

4.1. FAZIESMINERALIEN IN DER SILVRETTA-DECKE I.W.S

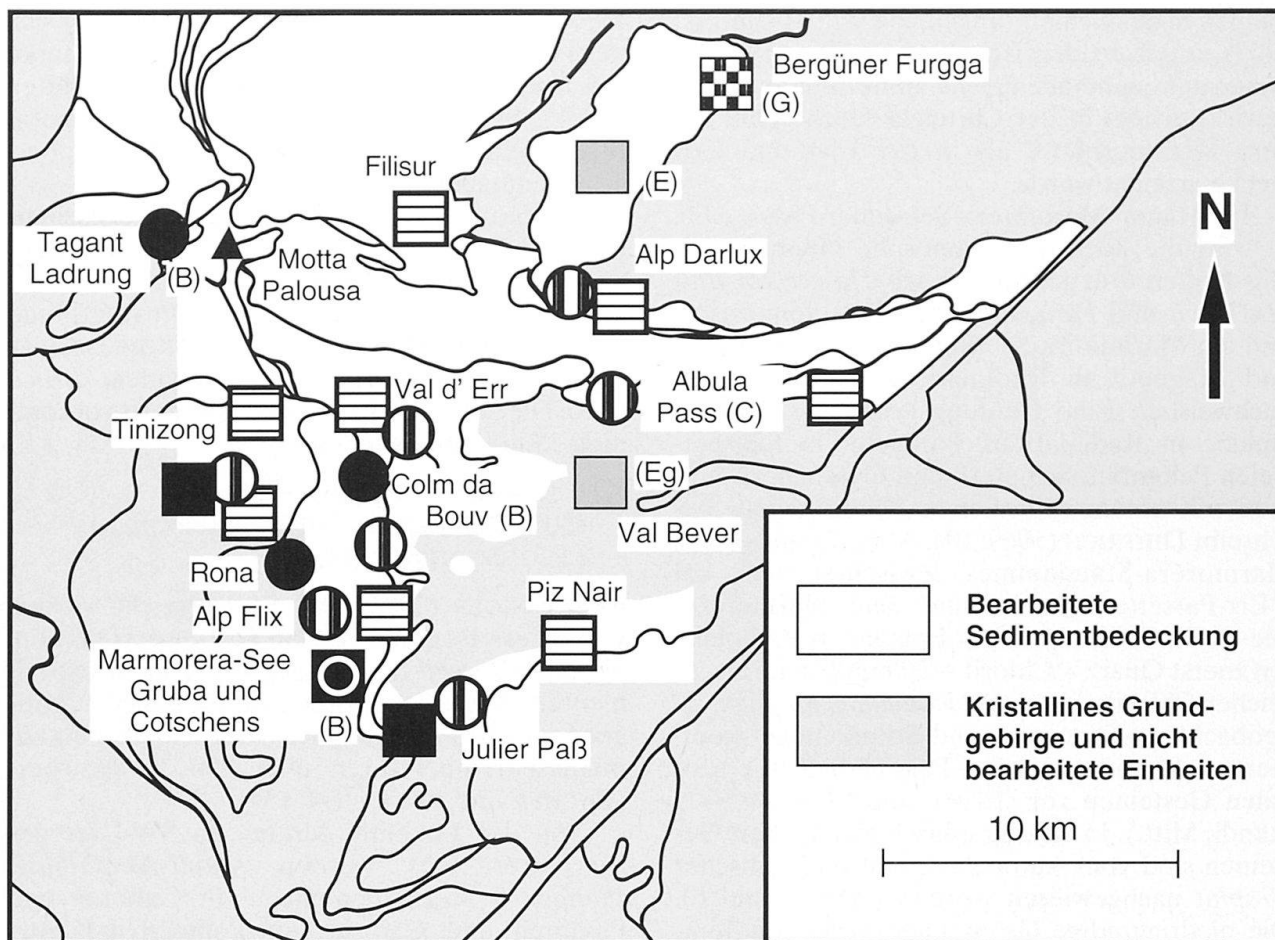
Das Vorhandensein von *Corrensit* (Gesteine des Perms und der Trias), *Epidot* (Perm, GIGER, 1985) und *Prehnit* (Trias, EICHENBERGER, 1986) im Ducan-Alplihorn-Gebiet (Abb. 4 und 6) lässt in einem niedrigen Druck- und erhöhten Temperatur-Regime auf Bildungstemperaturen von 225 bis $250^{\circ}C$ schliessen (SCHIFFMAN und FREIDLEIFSSON, 1991). Das notwendige P/T-Regime ist durch hohe IK- und VR-Gradienten (hoher Wärmefluss) und Fluidaten (niedrige Drücke, FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 265) belegt. Diese Temperaturabschätzung an der Grenze Diagenese/Anchizone stimmt gut mit den kohlenpetrographisch und den bisherigen mineralogisch ermittelten Temperaturen von 200 bis $230^{\circ}C$ überein.

In Tuffiten der S-charl-Formation konnte EICHENBERGER (1986: 99) die Neubildung von *Prehnit* in Karbonatklüften feststellen. Nach LIOU et al. (1987: 69) ist *Prehnit* in basaltischen und andesitischen Gesteinen bei niedrigen P-T-Bedingungen typisch, entsprechend dem hier nachgewiesenen, diastathermalen, anchizonalen Metamorphosebereich (FERREIRO MÄHLMANN, 1995). Ein entsprechender Chemismus ist für anisische und ladinische Plutonite, Vulkanite und deren Pyroklastite im Ost- und Südalpin beschrieben worden (BECHSTÄDT et al., 1978; CRISCI et al., 1984; FERREIRO MÄHLMANN, 1987; BONIN, 1990).

Im klastischen Perm der südlichen, epizonal aufgeheizten Silvretta-Decke kommen feine, pleochroitische, gelbliche Nadeln von *Stilpnomelan* vor (Alp Darlux, Abb. 5). Eine Zuordnung der Mineralneubildungen zur Metamorphose-Deformations-Geschichte ist nicht möglich, hierzu fehlen in der Literatur entsprechende Hinweise.

4.2. MINERALPARAGENESEN IN DEN SEDIMENTEN DES OBERHALBSTEINS

Ein weiterer Fundort von *Stilpnomelan* wird von CORNELIUS (1950: 83, 116 ff.) am Albula-Pass (Al-



- Prehnit
 Pumpellyit, Chrysotil + Lizardit + Brucit, Markasit
- Aktinolith + Pumpellyit, Chrysotil + Lizardit + Brucit + Antigorit, Diopsid
- Klinozoisit

 Stilpnomelan
 Epidot + Albit + Chlorit
- Albit + Kalifeldspat + Chlorit + Muskowit

Abb. 5 Karte der Fundpunkte von faziesweisenden und -kritischen Mineralen im Dünnschliff aus dem Raum Mittelbünden und dem Oberhalbstein, (B) = BURKHARD (1987, vgl. auch DIETRICH, 1972; TROMMSDORFF, 1983), (C) = CORNELIUS (1950), (E) = EICHENBERGER (1986), (Eg) = EGGENBERGER (1990), (G) = GIGER (1985).

Index mineral map for Mittelbünden and Oberhalbstein based on thin section observations.

bula-Zone, Abb. 5) beschrieben. Auch hier wird in den Gesteinen der Trias und des Juras die Epizone auskartiert ($R_{max} > 5,0\%$, $IK \leq 0,20 \Delta^2\theta$). EGGENBERGER (1990) konnte als faziesindikatives Mineral in der Err-Decke nur *Prehnit* nachweisen (Abb. 5). In den Sedimenten im Err-Normalschenkel und in der Ela-Decke sind keine weiteren fazieskritischen Minerale beobachtet worden.

In den überwiegend beprobten aluminiumreichen Gesteinen (Tone und Siltite) scheint Stilp-

nomelan (ausser J 15, Castalegns, Abb. 4) in der Anchizone und Epizone grundsätzlich zu fehlen (vgl. auch FREY, 1987). Im Val d'Err und auf der Alp Flix ist gelblichbrauner *Ferri-Stilpnomelan* und grünlicher *Parsettensit*, eine Manganvarietät, in erzeichen Radiolariten der Carungas-Decke zu finden (J 12b, J 23, Abb. 6, Tab. 2). *Ferri-Stilpnomelan* und *Parsettensit* werden von NIGGLI (1956: 513 f.) am Piz Carungas (Parsettens-Manganbergbau) als "Neubildung nach der Hauptdeformationsphase" beschrieben. Mineralneubil-

dungen in den Schieferungen von sf1 (F1) und sf2 (F2?) unterscheiden sich nicht. Während beider Deformationen haben gleich hohe Temperaturen gewirkt, wobei in der Carungas-Decke eine höhere Metamorphose als in der Ela- und Err-Decke erreicht wurde.

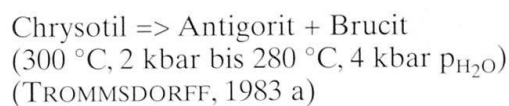
Im Raum Marmorera-See-Julier-Pass (Abb. 5) wird die höchste metamorphe Überprägung angetroffen. Gut geordneter *Mg-Chlorit*, *2M-Illit-Muskowit* und *Paragonit* sind diffraktometrisch, und am Marmorera-See Stilpnomelan in Siltiten und Magnetit in Radiolariten mikroskopisch, nachweisbar. Eine Häufung grünlicher Stilpnomelane in Radiolariten, Paragonit in feldspatfreien Palombini-Schiefern und Flyschen, zusammen mit einem sehr hohen Chloritgehalt, beschreibt DIETRICH (1969: 104, Abb. 52) im NE des Marmorera-Staudammes. Zwischen dem Val d'Err-Parsettens-Gebiet und dem Marmorera-See-Bivio-Gebiet ist in der Epizone in Radiolariten zuerst Quarz + Chlorit + *Hämatit*, dann eisenreicher Chlorit + Quarz + *Hämatit* ± *Magnetit* zu beobachten. *Klinozoisit* und Stilpnomelan kommen im Marmorera-Julier-Pass-Gebiet in epizonalen Gesteinen vor (EPPEL und MANATSCHAL, mündl. Mitt.). In stratigraphisch gleich alten Gesteinen sind vom Autor Paragonit und optischer *Graphit* nachgewiesen worden (Abb. 4 und 6). Die niedriggradige Grünschieferfazies mit Temperaturen deutlich über 300 bis 350 °C wird nun auch durch die Mineralparagenesen bestätigt. Die Verteilung der Mineralparagenesen zeigt eine Zunahme der Metamorphose von N nach S und von Gipfel- zu Tallagen auf und untermauert somit das IK-VR-Zonen-Muster (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: Abb. 19).

4.3. ALPINE MINERALPARAGENESEN IN DEN BASITEN DER PLATTA-DECKE

Von DIETRICH (1972) und TROMMSDORFF und EVANS (1974) werden in der nördlichen Platta-Decke *Chrysotil* und *Lizardit* zusammen mit *Brucit* in den Serpentiniten beschrieben. Da Antigorit fehlt, sind Temperaturen von < 300 °C wahrscheinlich. In den Serpentin-Gabbro-Diabas-Komplexen (DIETRICH, 1972) der Platta-Decke am Tagant Ladrung (westlich Motta Palousa, Abb. 5) wird im Bereich von massigen Sulfiden eine Kluftrémobilisation mit *Markasit* von BURKHARD (1987: 169) beschrieben. Auf der Tinzener Ochsenalp (Colm da Bouv, östlich Tinizong, Abb. 5) kommt eine ähnliche Remobilisation mit *Markasit* vor (DIETRICH, 1972; BURKHARD, 1987: 170 f.). Die Sulfidvorkommen sind an NE-SW streichenden und SE einfallenden F1-Bewegungszonen mit Kristallinschuppen (Carungas-

Decke) gebunden. Die Lokalitäten befinden sich nach der IK und der VR im Grenzbereich Starke Anchizone/Epizone. Da *Markasit* in den Klüften stabil geblieben ist, können die alpinen Temperaturen keine 300 °C (BURKHARD, 1987) überschritten haben.

Bei Gruba (südöstlich Sur) und am Cotschens (westlich Marmorera-See) kommen im Nebengestein von vererzten Myloniten *Chrysotil* + *Lizardit* + *Antigorit* + *Diopsid* vor (DIETRICH und PETERS, 1971; DIETRICH, 1972). TROMMSDORFF (1983a) weist in dieser Region zudem *Brucit* nach. Da *Chrysotil*, *Brucit* und *Antigorit* vorkommen, könnte die Isograde



nach LINIGER (1992: Abb. 8.2.) erreicht worden sein. Diese Isograde ist eine Festkörperreaktion, die nach Wissen des Autors bisher nicht experimentell abgesichert worden ist. Da *Brucit* + *Antigorit* und *Talk* + *Antigorit* vorkommen, sind zumindest Temperaturen über 250 °C gesichert (BUCHER und FREY, 1994: 154).

Von der Lokalität Motta, am SW-Ufer des Marmorera-Sees, werden *Alkali-Amphibole*, *Pumpellyit* und Stilpnomelan in Gabbros und Phylliten und Chlorit-Albit-Pumpellyit-Pillow-Laven von DIETRICH (1969) genannt. Von BURKHARD (1987) wird koexistierend *Diopsid* beschrieben. Im P-T-Phasendiagramm von EVANS et al. (1976: Abb. 4) können bei Vorhandensein von *Brucit* + *Antigorit* Temperaturen zwischen ca. 300 und 400 °C abgeschätzt werden. Hierzu passt das Vorhandensein von *Pumpellyit* und *Aktinolith* (TROMMSDORFF, 1983a) ins Bild (*Pumpellyit-Aktinolith-Fazies*). Stilpnomelan ist nicht zu Biotit + Chlorit umgewandelt worden. Optischer *Graphit* kommt nicht vor. Somit sollten die Temperaturen nicht über 400 °C (BUCHER und FREY, 1994: 276) bzw 360 °C (DIESEL et al., 1978) gelegen haben. DIETRICH (1972: 73) nimmt aufgrund verschiedener Phasenumwandlungen im Sulfidsystem Temperaturen zwischen 250 und 350 °C an. Es ist nun möglich, alle kohlenpetrographischen und mineralogischen Daten am Marmorera-See berücksichtigend, in der Epizone bei Abwesenheit von Biotit den Temperaturbereich zwischen 300 bis 350 °C einzugrenzen (vgl. hierzu auch FREY, 1986: Abb. 7; FREY, 1988: 178).

4.4. MINERALPARAGENESEN IM ARBLATSCH-FLYSCH

Im Arblatsch-Flysch kommt *Albit* und *Mikroclin* in Koexistenz mit *Calcit*, Quarz, Chlorit und

Muskowit in Psammiten vor. *Paragonit* und im S *Biotit* wird diffraktometrisch in Peliten erkannt. Neugebildeter Biotit ist im Dünnschliff nicht nachgewiesen worden. Detritischer Biotit im Arblatsch-Sandstein ist immer stark chloritisiert.

Stilpnomelan ist in eisenreichen Sandsteinen häufig nachgewiesen worden (NIGGLI, 1956; KRUYSE, 1967: 173 f.). Wie in den Radiolariten des Mittleren Stockwerkes ist hier bei Anwesenheit von Hämatit (und Magnetit) unter K-Verfügbarkeit (Glimmer) und geringen C-Gehalten (kaum Organoklaste-Graphit) eine Rekristallisation unter oxidierenden Bedingungen möglich (BROWN, 1971). *Klinozoisit* kommt vereinzelt in feldspatreichen Quarziten vor. Die Feldspäte sind stark serizitisiert, karbonatisiert und, von ZIEGLER (1956: 41) im Arblatsch-Sandstein und in der Spegnasserie beschrieben, durch *Klinozoisit* durchsetzt.

Optischer Graphit ($R_{\max} \geq 10,0\%$, $R_{\min} \leq 1,5\%$) ist selten vorhanden. In den Proben, in denen Biotit vorkommt, bildet Mikroklin und Chlorit einen hohen Anteil. Da sehr selten *Stilpnomelan* und keine Amphibole im Arblatsch-Flysch bekannt sind, sind nach BROWN (1971: 292) folgende Reaktionen möglich:

Chlorit + Mikroklin => Biotit + Muskowit + (Wasser)

Stilpnomelan + Muskowit => Biotit + Chlorit + Wasser

Das Vorhandensein von Glaukonit (ZIEGLER, 1956) konnte nicht bestätigt werden. Es sind Minerale der niedriggradigen Grünschieferfazies, in der die hierfür typischen Schicht-, Ketten- und Gerüstsilikate auftreten. Sehr wahrscheinlich sind Temperaturen von um 350 bis deutlich < 430 °C zu postulieren (vgl. hierzu Diskussionen in Zusammenhang mit dem Auftreten von optischem Graphit bei DIESSEL und OFFLER, 1975 und KRAMM et al., 1985).

5. Beziehungen zwischen Mineralvergesellschaftungen, Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität"

Die Tonmineralparagenese Illit (IS/ISII-Illitmaterial) + Illit-Smektit-Wechselagerungen + Chlorit ± Kandıt ± Corrensit/Tosudit, zusammen mit Albit + Quarz und dem Vorhandensein von dunkel reflektierendem Liptodetrinit (überwiegend Algenit, Sporinit, selten Cutinit) und Bituminit, kommt bei einer $IK \geq 0,43 \Delta^{\circ}2\theta$ und einer $VR \leq 2,0\% R_{\max}$ vor (Abb. 6). In der Diagenesezone des Gebietes Piz Laviner (Err-Decke, Mittleres Stockwerk) sind minimale Temperaturen um 160 bis 200 °C nachgewiesen (vgl. Abb. 6).

Die Tonmineralparagenese Illit (ISII-Illitmaterial) + Chlorit ± Corrensit/Tosudit, zusammen mit Albit + Quarz, kommt bei einer $IK = 0,43$ bis $0,38 \Delta^{\circ}2\theta$ und einer VR von 2,0 bis max. 2,8% R_{\max} vor. Liptodetrinit und Bituminit reflektieren in der Starken Diagenesezone, Grenze Anchi-zone wie Vitrodetrinit.

Die Tonmineralparagenese Illit (ISII-Illitmaterial) + Chlorit + Quarz + Albit kommt in der Anchi-zone vor (Abb. 6). Mit dem Auftreten von Epidot und Prehnit (z.B. im Ducan-Gebiet, Oberes Stockwerk) kann eine Temperatur von 200 bis 250 °C abgeschätzt werden.

Die Paragenese gut geordneter Illit (ISII/I-Illitmaterial) + Chlorit + Quarz ± Kalifeldspäte oder Illit + Chlorit + Quarz + Albit + Kalifeldspäte und die mikroskopische Vergesellschaftung Muskowit + Chlorit + Quarz + Calcit + Albit ± Kalifeldspäte (Mikroklin, Orthoklas) ist in der starken Anchi- und Epizone typisch. Paragonit kann ab einer $IK = 0,30 \Delta^{\circ}2\theta$ und $VR = 4,4\% R_{\max}$ in Proben ohne Feldspäte vorkommen. Mikroskopisch häufiger anzutreffen ist *Stilpnomelan* ab einer IK von $\leq 0,24 \Delta^{\circ}2\theta$ und einer VR von $> 5,0\% R_{\max}$ (Epizone). Graphitsphärolithe und stark prägraphitisierter Katabituminit werden in Stückschliffen gefunden (Abb. 6). Hiermit kann in der Silvretta-Decke die stärkste Epizone (S-Rand der Ducan- und Landwasser-Mulde, Oberes Stockwerk) mit minimal 300 °C annähernd erfasst werden (Abb. 7). Höhere Temperaturen, schon an der Grenze Anchi-/Epizone, sind wahrscheinlich. Diese Abschätzung ist aber nicht zufriedenstellend.

Da Markasit in der Carungas- und Platta-Decke (Unteres Stockwerk) noch in der schwächsten Epizone stabil ist und Graphitsphärolithe, Aktinolith und Diopsid erst in der Epizone auftreten, muss angenommen werden, dass an der Grenze Anchi-/Epizone Temperaturen von 300 °C nicht erreicht worden sind. Die zuletzt genannten Minerale sind, zusammen mit mikroskopisch idiomorphen Kalifeldspäten, mit *Klinozoisit* und Graphit, ab einer IK von $\leq 0,16 \Delta^{\circ}2\theta$ und einer VR von $> 5,5\% R_{\max}$ in der schwachen Grünschieferfazies südlich und am Marmorera-See (Platta-Decke) typisch. Optischer Graphit und Biotit in der Schichtsilikatparagenese ist im Mittel ab einer IK von $0,14 \Delta^{\circ}2\theta$ nachweisbar (Abb. 6). Nach WINKLER (1979) wird durch die zuletzt genannten Minerale die Grenze "very low/low grade metamorphism" definiert. Die Grünschieferfazies ist am Südrand des Arbeitsgebietes vorhanden.

6. Ermittlung geothermischer Gradienten und Interpretation

Wie im ersten Teil der Arbeit (FERREIRO MÄHLMANN, 1995) werden die Daten nach den tektonischen Stockwerken gegliedert und diskutiert.

6.1. SILVRETTA-DECKE I.W.S. (OBERES STOCKWERK)

Die jüngsten Sedimente im Alplihorn-Chrachenhorn-Gebiet und im Furcletta-Alp-Ramoz-Gebiet (Abb. 4 und 7) haben maximal Temperaturen um 200 °C erfahren. Die geringe Temperaturüberprägung der starken Diagenesezone (vgl. DUNOYER DE SEGONZAC und BERNOULLI, 1976;

HENRICHs, 1993) kann nun sicher belegt werden. Die diagenetische Überprägung der Sedimente der Mittel- und Ober-Trias erklärt die gute Erhaltung fröhdiagenetischer Zemente, den Erhaltungsgrad von Pflanzenresten und Palynomorphen im Cluozza-Sandstein (u.a. *Equisetis sp.*) und den Erhaltungszustand der Fossilien in der Prosanto-Formation und in den Kössener Schichten (vgl. hierzu KUHN-SCHNYDER, 1952; GÜBELI, 1977; MARTIN, 1978; EICHENBERGER, 1986; GRAF, 1987; ZAUGG, 1987; BÜRGIN et al., 1991; WURSTER, 1991).

An der Basis der Silvretta-Decke (Sedimente des Perms bis Ladinians) sind nur wenige faziesindikative Minerale vorhanden, die keine Temperaturabschätzung erlauben. Fluiddaten und Graphit-sphärolithe weisen auf $T \geq 270$ °C bzw.

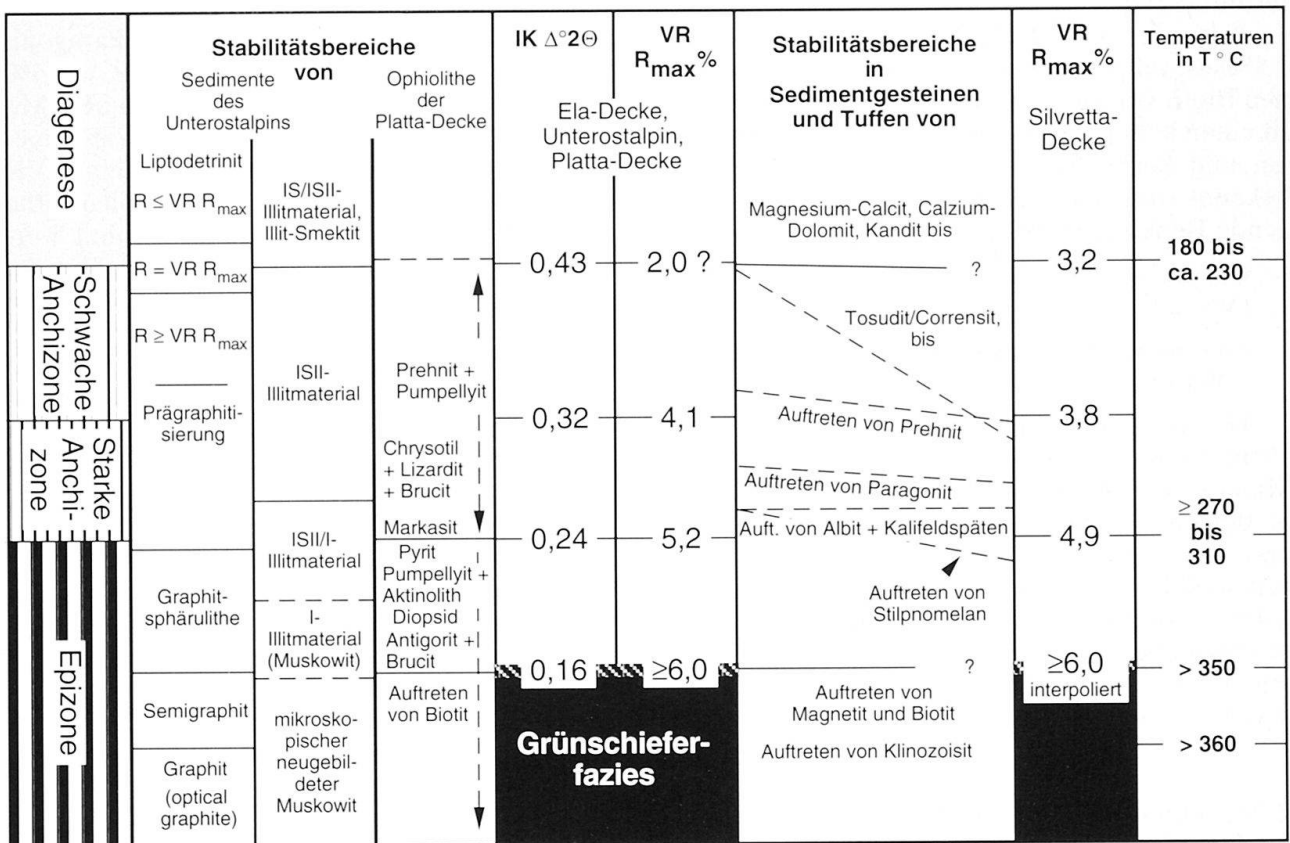
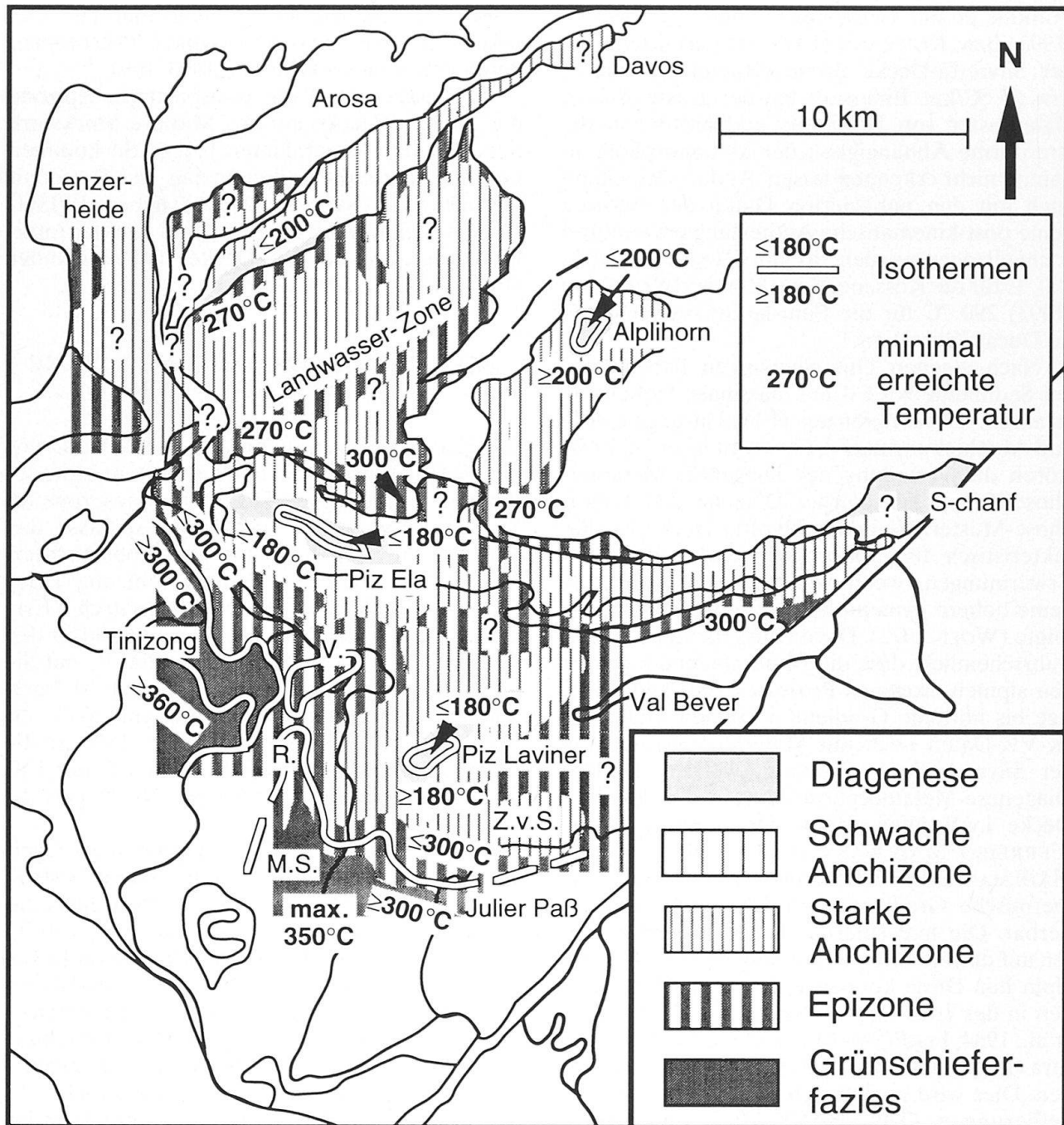


Abb. 6 Abgrenzung von Diagenese-, Anchi- und Epizone bezogen auf die Illit-"Kristallinität" als Kübler-Index (IK $\Delta^2\Theta$) und Gegenüberstellung mit der Vitrinitreflexion (VR R_{max} %) sowie mit den Stabilitätsgrenzen der Zusammensetzung von Illit-Smektit-Wechselagerungen (Illitmaterial nach SRODON, 1984), der fazieskritischen Minerale, von diskretem Liptodetrinit, graphitischen Merkmalen bis hin zum ersten Auftreten von optischem Graphit. Schräge Linien in Spalte 7 geben das erste Auftreten einzelner Minerale bei unterschiedlicher Vitrinitreflexion im Mittleren Stockwerk (Ela-Decke, Unterostalpin, Platta-Decke) einerseits und im Oberen Stockwerk (Silvretta-Decke i.w.S.) andererseits an.

Definition of diagenesis, anchizone and epizone based on illite-"crystallinity" using the Kübler-index (IC $\Delta^2\Theta$) and compared with vitrinite reflectance (VR R_{max} %). In addition, some petrographic features are listed: the stability boundaries of illite smectite mixed-layers (illite material after SRODON, 1984), of index minerals, of discrete liptodetrinite and graphitic features, including the first appearance of optical graphite. In column 7, diagonal lines show the first appearance of some minerals in the Middle stockwerk (Ela nappe, Lower Austroalpine and Platta nappe) and in the Upper stockwerk (Silvretta nappe s.l.) at different vitrinite reflections.

> 300 °C (Abb. 7). Die Daten zur IK und VR (FERREIRO MÄHLMANN, 1995) belegen die stratiforme Abhängigkeit zunehmender Temperaturen mit zunehmendem Alter der Sedimente. Bei einer Sedimentsäule von ca. 2,3 km wird ein geothermischer Gradient von > 50 °C/km errechnet (Fuorn-Formation – Kössener Schichten). Diese paläogeothermische Tiefenstufe bestätigt die beobachteten hyperthermischen Inkohlungs- und Illit-Ag-

gradationsgradienten von FERREIRO MÄHLMANN (1995: Abb. 8c). Alle drei Gradientkalkulationen deuten auf eine maximal fehlende Auflast von 1,8 km. Anders als bei den Maturitätsuntersuchungen ist mit den Mineraldaten keine zweite, möglicherweise ältere Aufheizung nahe der permischen Vulkanite (FERREIRO MÄHLMANN, 1994, 1995) aufgrund einer unterschiedlichen Steigung des Gradienten zu vermuten.



M.S. = Marmorera See, R. = Rona, V. = Val d' Err, Z.v.S. = Zone von Samedan.

Abb. 7 Paläotemperaturkarte Mittelbündens und des Oberhalbsteins.

Paleotemperature map for Mittelbündens and Oberhalbstein.

KÜRMAN (1993: 235) hält hohe Gradienten $> 40 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$ (bis $70 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$, PETSCHICK, 1989: 178) im Oberostalpin "für unrealistisch". KÜRMAN (1993) führt seine Ablehnung mit der Begründung an, dass Deckenstapelung (u.a. durch eine heute fehlende "Ultra-Decke") keine hohen geothermischen Gradienten verursachen kann. Von KÜRMAN (1993) und HENRICH (1993) wurde eine post-deckentektonische Aufheizung ("Versenkungsdiagenese", vgl. z.B. auch TRÜMPY, 1980; EICHENBERGER, 1986; FROITZHEIM et al., 1991; FURRER et al., 1992) angenommen. HENRICH (1993) bzw. KÜRMAN (1993: 241) ermittelten in der Silvretta-Decke flache Gradienten von 25 bzw. $35 \text{ }^\circ\text{C}/\text{km}$. Einerseits hat der grossmaschige Datenraster von HENRICH und KÜRMAN die stratiforme Abhängigkeit der Metamorphosezunahme nicht erkennen lassen. Andererseits kann auch mit den publizierten Daten der Autoren keine post-kinematische Aufheizung einwandfrei nachvollzogen werden. So gibt HENRICH (1993) $180 \text{ }^\circ\text{C}$ für die Kössener Schichten und KÜRMAN (1993) $290 \text{ }^\circ\text{C}$ für die Punt-la-Drossa-Schichten im Ducan-Gebiet an.

Nach eigenen Untersuchungen haben 90% der Sedimente vor F1 ihre maximale Aufheizung erfahren. Deckengrenzen (F1), Faltungen (F1) und Abschiebungen (F2, FROITZHEIM et al., 1994) stören die Verteilung der Diagenese-Metamorphose-Zonen. Ein solches Diagenese-Metamorphose-Muster, wie in der Silvretta-Decke, ist charakteristisch für prä-orogene Sedimentauflast-Erwärmungen, wenn während der Orogenese keine höhere dynamothermische Aufheizung erfolgte (WOLF, 1972). Davon ausgehend ist es sehr wahrscheinlich, dass die Mineralneubildung vor den alpinen orogenen Prozessen stattfand. Niedrige bis normale Gradienten können weder mit IK-VR-Daten noch mit Mineralparagenesen in der Silvretta-Decke bestätigt werden. Da das Diagenese-Metamorphose-Muster der Silvretta-Decke i.w.S. älter als die Deformation F1 ist (FERREIRO MÄHLMANN et al., 1991; FERREIRO MÄHLMANN, 1994, 1995), sind prä-orogene hyperthermische Gradienten geodynamisch interpretierbar. Die hyperthermischen Gradienten weisen auf diastathermale Bedingungen im Oberostalpin hin. Diese können während der Extensionen in der Trias (BECHSTÄDT et al., 1978; CRISCI et al., 1984; FERREIRO MÄHLMANN, 1987) und im Jura (FROITZHEIM und EBERLI, 1990) gewirkt haben. Dies wird auch durch numerische VR-Modellierungen (TTI, EASY% R_0) untermauert (FERREIRO MÄHLMANN, unpubl.). Somit können zu den Nördlichen Kalkalpen (PETSCHICK, 1989) übereinstimmende Parallelen zur Temperaturschicht in der Silvretta-Decke gefunden werden.

Die hydrothermalen Paragenesen in der Landwasser-Zone und nahe der Ducan-Basis-Abschiebung sind möglicherweise post-deckentektonisch zu deuten. Klare Evidenzen, ob sie während der "Extensionsphase F2 im Austroalpin" (FROITZHEIM, 1992) entstanden, sind nicht vorhanden. Die Epizone entlang der Landwasser-Zone (Abb. 7) deutet aber darauf hin. "Post-deformative" (= post-F1) Vererzungen (Fe, Cu, Pb, Zn, Ag, Hg) werden in der Silvretta-Decke im NE von VOHRZYKA (1968) und NOWOTNY et al. (1993) beschrieben. Deren hydrothermale Genese wird durch K/Ar-, Rb/Sr- und C/O-Isotopen daten untermauert (KRALIK, 1993: 109).

Schliesslich wird die transportierte Epizone der Silvretta-Decke auf das Mittlere Stockwerk auch mit den Mineraldaten belegt. So kommen Graphitphärolithe, Stilpnomelan und Paragonit (Epizone der Silvretta-Decke) neben IS/ISII-Illitmaterial, Kandit, Corrensit und dunkler Liptinit (Diagenese der Ela-Decke) nebeneinander vor.

6.2. UNTEROSTALPIN UND PLATTA-DECKE (MITTLERES STOCKWERK)

Die Mineralparagenese mit Mg-Calcit, Ca-Dolomit, IS/ISII-Illitmaterial und figuriertem Liptodetrinit in der niedrigstgradigen Diagenesezone im Mittleren Stockwerk sind Hinweise, dass das Erdöl- und Nassgas-Stadium überschritten wurde. Am Piz Ela, Corn da Tinizong (Ela-Decke), Piz Laviner und Piz Jenatsch (Err-Decke) sind Temperaturen $\leq 180 \text{ }^\circ\text{C}$ und in der westlichen Ela-Decke um 180 bis $200 \text{ }^\circ\text{C}$ mit Sicherheit maximal erreicht worden (Abb. 8). Nach SRODON und EBERL (1984: 21) und WEAVER (1989) kann bei Smektitanteilen $> 15\%$ im Illit/Smektit-Verhältnis, wie dies hier z.T. der Fall ist, mit Temperaturen um 160 bis $240 \text{ }^\circ\text{C}$ gerechnet werden.

In der Err- und Carungas-Decke überwiegen anchizonal überprägte Gesteine. Diese bestätigen den Befund (EGGENBERGER, 1990), dass eine "coalpine Metamorphose" von nur knapp $250 \text{ }^\circ\text{C}$ im Errkristallin der Region St. Moritz-Val Bever erreicht wurde. Er bezeichnet das Err-Kristallin zu Recht als das am niedrigsten alpin metamorphe, unterostalpine Grundgebirge in Graubünden. Dieser Befund ist mit den eigenen Ergebnissen aus den Sedimentgesteinen kompatibel.

Gesteine des Perms und der Unter-Trias im Err-Normalschenkel befinden sich im Ess- bis Magerkohle-Stadium bzw. in der Diagenese. Diese geringe Temperaturüberprägung zeigt auf, dass im Unterostalpin kein prä-orogener, hyper-

thermal (diastathermal) Wärmefluss vorhanden war. Auch die Diagenese in der Ela-Decke und die Schwache Anchizone in der Carungas-Decke untermauern diesen markanten paläogeothermischen Unterschied zum Oberostalpin der Silvretta-Decke. Eine möglicherweise vormals vorhandene Sedimentauflast-Diagenese ist post-deckentektonisch verwischt worden. Demgegenüber gibt HENRICH (1993: 145) einerseits einen post-kinematischen Gradienten von $20\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ im Unterostalpin, andererseits aber eine transportierte Anchizone der Ela- auf die Err-Carungas-Decke an (HENRICH, 1993: Abb. 65). Mit den IK- und VR-Daten eigener Untersuchungen konnte keine Metamorphoseinversion nachgewiesen werden. Da HENRICH (1993) fast gleich hoch inkohlte Gesteine des Perms und des Juras aus der Albula-Zone und der Ela-Decke am Albula-Pass vergleicht (nahezu auf gleicher Höhe mNN), musste er zum Schluss eines flachen Gradienten gelangen. Der topographische Unten-Oben-Trend wurde so nicht erfasst.

In den tektonisierten Platta-Mafiten im Bereich des Marmorera-Sees liegt eine Aktinolith-Pumpellyit-Paragenese vor (vgl. TROMMSDORFF und DIETRICH, 1980). Da Prehnit, Laumontit oder Lawsonit bisher nicht gefunden wurde, ist eine Bestimmung des Druckes mit Hilfe der Mineralfazies nach LIOU et al. (1985) und FREY et al. (1991) nicht möglich. Bei $\geq 270\text{ }^{\circ}\text{C}$ ist Pumpellyit neben Chlorit + Albit + Quarz zwischen 2 bis 8 kbar stabil (FREY et al., 1991). Mit der Datenzusammenstellung dieser Arbeit (vgl. oben) kann ein enger Temperaturbereich zwischen 300 und $350\text{ }^{\circ}\text{C}$ im Gebiet Val d'Err-Colm da Bouv-Rona-Marmorera-See-Julier-Pass eingegrenzt werden (Abb. 7). In der westlichen Zone von Samedan und in der Platta-Decke wird die höchste Metamorphose mit dem Erreichen der Grünschieferfazies dokumentiert. In der südwestlichen Platta-Decke (etwa 1 km südlich des Arbeitsgebietes) kommen Aktinolith, Klinozoisit, Diopsid, Antigorit, Paragonit, Phengit, Titanit, Muskowit, Chlorit, Quarz, Calcit und in Quarziten häufig Stilpnomelan (DIETRICH, 1969: 116 f.) und Graphit vor. Hier ist die Grünschieferfazies (i.S.v. WINKLER, 1979; BUCHER und FREY, 1994) sicher belegt. DIETRICH (1969) hatte deshalb die Grenze zur Grünschieferfazies ca. 1 km südlicher gezogen (Linie Valletta da Beiva-Bivio).

In der Platta-Decke wird auch durch Mineraldaten ein topographischer, post-deckentektonischer Unten-Oben-Metamorphosegradient bewiesen. Dies ist auch bei DIETRICH (1969: Abb. 47, 55) gut zu erkennen. DIETRICH (op. cit.) zeigt eine höhere Metamorphose in den Tälern der Val da Faller, Val Bercla und Valletta da Belva auf,

während "in den höheren Schuppen die ursprünglichen Vulkanitstrukturen recht gut erhalten geblieben" sind (DIETRICH, 1969: 77). Gleichzeitig gibt der Autor anchizonale IK an. Durch den gestapelten Deckenbau resultiert daraus eine Gesteinsmächtigkeit von 3500 m. Von der Platta-Deckenbasis bis zum Top der Err-Decke reichen die Temperaturen von $320 \pm 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $180 \pm 20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Es können also, im Einklang mit den normalen bis steilen Aggradations- und Inkohlungsgradienten (FERREIRO MÄHLMANN, 1995: Abb. 14 und 15), paläogeothermische Tiefenstufen von $30 \pm 5\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{km}$ errechnet werden. Die fehlende Auflast dürfte dann ca. 4 bis 6 km betragen.

Diese Daten belegen auch, dass die Platta-Decke schon sehr früh Bestandteil des Mittleren Stockwerkes gewesen sein muss, und zwar schon während der F1-Deformation. Dies wird für die strukturell verwandte Malenco-Forno-Lizun-Einheit auch von LINIGER und NIEVERGELT (1990) postuliert. Die Platta-Decke wie die unterostalpinen Decken im Oberhalbstein sind während der alpinen Orogenese immer in einer krustal hohen Position geblieben.

Des weiteren deuten gleiche Mineralparagenesen in der Schieferung von F1 und F2 und die gute Korrelation zwischen den IK- und VR-Parametern (FERREIRO MÄHLMANN, 1995), den Tonmineralparagenesen und einigen fazieskritischen Mineralen darauf hin, dass die Erwärmung recht lange andauert haben dürfte. Anders als im Oberostalpin erfolgte die maximale Aufheizung während bis nach der F1-Deformation und wahrscheinlich vor bis gleichzeitig zur F2-Deformation. Auf eine langandauernde Temperaturerhöhung weisen auch Isotopen- und Spaltspurenalter ostalpiner Gerölle hin (GIGER, 1991: Abb. 37, 43, 44). GIGER (1991: 144 und Abb. 45) kommt zum Schluss, dass im Unterostalpin in der mittleren Kreide eine rasche Temperaturerhöhung stattfand, auf die eine verzögerte Abkühlung in der Ober-Kreide folgte. Da F1 und F2 als kreidezeitlich einzustufen sind (FROITZHEIM et al., 1994: Abb. 14; FERREIRO MÄHLMANN, 1994: 278 ff.), ist festzuhalten, dass im Mittleren Stockwerk keine tertiärzeitlichen Metamorphoserelikte nachweisbar sind (vgl. die Diskussion bei FERREIRO MÄHLMANN, 1995: 116).

6.3. ARBLATSCH-FLYSCH (UNTERES STOCKWERK)

Die Mineralparagenesen weisen auf einen markanten Temperatursprung zwischen Mittlerem Stockwerk (280 bis $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ im N bis $320 \pm 30\text{ }^{\circ}\text{C}$ im S) und Unterem Stockwerk (≥ 350 bis ≤ 430

°C) hin. Die progressiven Inkohlungs- und Illit-Aggradations-Diskontinuitäten werden an der Turba-Mylonit-Zone (FERREIRO MÄHLMANN, 1991, 1995; NIEVERGELT et al., im Druck) bestätigt. Sedimente des Eozäns (ZIEGLER, 1956) sind überprägt worden. Die Metamorphose fand nach D1 aber vor oder gleichzeitig zur Deformation D2 statt (FERREIRO MÄHLMANN, 1995). Da D2 möglicherweise gleichzusetzen ist mit der oligozänen Turba-Abschiebung (FROITZHEIM et al., 1994), ist eine ältere Metamorphose im Arblatsch-Flysch wahrscheinlicher (oberes Eozän–unteres Oligozän). Somit trennt die Turba-Tekto-klastit-Mylonit-Zone eine kreidezeitliche Metamorphose im Hangenden von einer tertiärzeitlichen Metamorphose im Liegenden. Wie an der Silvretta-Überschiebung kommen an der Turba-Zone nicht nur verschieden alte, sondern auch sehr unterschiedlich stark metamorphe Gesteine nebeneinander vor.

7. Schlussfolgerungen

Durch eine genaue Diagenese-Metamorphose-Kartierung konnten Mineralparagenesen einzelnen Diagenese-Metamorphose-Zonen präzise zugeordnet werden. Das komplexe Muster im Kartenbild in der Verteilung von der Diagenese bis zur Grünschieferfazies erklärt nun plausibel, warum Paragenesen, die aus thermodynamischen Gründen am selben Fundpunkt nicht vorkommen dürfen, dicht beieinander liegen. Nebeneinander finden sich ein stratigraphischer, prä-orogener Unten-Oben-Trend im Oberen Stockwerk, eine hydrothermale Aufheizung in der Landwasser-Zone und ein topographischer Unten-Oben-Trend im Mittleren Stockwerk. Dazu treten Metamorphose-Diskontinuitäten an der Grenze Ober-/ Unterostalpin und an der Turba-Mylonit-Zone auf.

Die hier abgeschlossene VR-IK-Kartierung und die Zuordnung von Temperaturbereichen zu Diagenese-Metamorphose-Zonen kann nun als Grundlage für paläogeothermische (VR-T°C-Zeit-Modellierungen) und thermo-tektonische Arbeiten verwendet werden. Des weiteren müssen die Isotopen-Alter neu interpretiert werden. Da keine alpine Metamorphose in der Silvretta-Decke nachweisbar ist, können die radiometrischen Hellglimmeralter kaum kreidezeitliche Neubildungen belegen (vgl. dagegen MAGGETTI et al., 1990). Auch die Glimmeralter aus der schwach anchizonalen Arosa-Zone können sicherlich nicht die E-W-Deformation chronologisch erfassen, wie dies RING et al. (1989) anführen.

Verdankungen

Für die Unterstützung der Arbeiten in Mittelbünden danke ich der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG-Forschungsprojekt Kr. 381/10). Die Arbeiten im Oberhalbstein wurden ohne Förderung fortgesetzt. Die Daten aus dem Penninikum sind Bestandteil des laufenden DFG-Forschungsstipendiums Fe 409/1. Für einen Druckkostenzuschuss, um Teil 1 und 2 dieser Arbeit publizieren zu können, bedanke ich mich bei der Hermann Willkomm-Stiftung (Frankfurt). Der Durchsicht älterer Versionen haben sich Frau Prof. M. Wolf (Aachen) und Herr Prof. H. Krumm (Frankfurt) freundlicherweise angenommen. Für Diskussionen zum 2. Teil des Manuskriptes gilt der Dank Herrn Dr. R. Petschick und Frau Dipl.-Geol. Ch. Müller (Frankfurt). Für ihre Unterstützung, Ratschläge und kritische Durchsicht des Textes bin ich Herrn Prof. M. Frey (Basel) und Herrn Dr. A. Stahel (Zürich) verpflichtet. Für die Begutachtungen waren Herr Prof. D. Bernoulli (Zürich) und Herr Prof. J.M. Schramm (Salzburg) zuständig. Wertvolle Kommentare verdanke ich Herrn Prof. D. Bernoulli.

Literaturverzeichnis

- ALTENBOCKUM, M. (1986): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in den Raibler-Schichten des Oberostalpins westlich des Brenners. Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Ruhr-Univ. Bochum, 74 S.
- BARNES, M.A., BARNES, W.C. und BUSTIN, R.M. (1990): Chemistry and diagenesis of organic matter in sediments and fossil fuels. In: McILLREATH, I.A. and MORROW, W. (Eds), Diagenesis. Geoscience Canada, Reprint Series 4, 189–204.
- BECHSTÄDT, T., BRANDNER, R., MOSTLER, H. und SCHMIDT, K. (1978): Aborted rifting in the Triassic of the Eastern and Southern Alps. *N. Jb. geol. B.-A.*, 126, 157–178.
- BONIN, B. (1990): From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid suites after a major orogenesis. *Geol. J.*, 25, 261–270.
- BROWN, E.H. (1971): Phase relations of biotite and stilpnomelane in greenschist facies. *Contr. Mineral. Petrol.*, 31, 275–299.
- BUCHER, K. und FREY, M. (1994): Petrogenesis of Metamorphic Rocks. 6th. edn. of Winkler's Textbook, 318 p., Springer, Berlin.
- BÜRGIN, T., EICHENBERGER, U., FURRER, H. und TSCHANZ, K. (1991): Die Prosanto-Formation eine fischreiche Fossil-Lagerstätte in der Mitteltrias der Silvretta-Decke (Kanton Graubünden, Schweiz). *Ecol. geol. Helv.*, 84, 921–990.
- BURKHARD, J.M. (1987): Ore Minerals and Geochemistry in the Serpentinities of the Eastern Central Alps (Davos to the Val Malenco) compared to occurrences in the Klamath Mountains (California and Oregon). *Heidelberger Geowiss. Abh.*, 12, 345 S.
- CORNELIUS, H.P. (1950): Geologie der Err-Julier-Gruppe. 2. Beitr. Geol. Karte Schweiz (NF) 70/II.
- CRISCI, C.M., FERRARA, G., MAZZUOLI, R. und ROSSI, P.M. (1984): Geochemical and geochronological data on Triassic volcanism of the Southern Alps of Lombardy. *Geol. Rdsch.*, 73/1, 279–292.

- DIETRICH, R.V. (1965): Trigonal paragonite from Campbell and Franklin Counties, Virginia. *Am. Mineralogist*, 41, 940–942.
- DIETRICH, V.J. (1969): Die Ophiolithe des Oberhalbsteins (Graubünden) und das Ophiolithmaterial der ostschweizerischen Molasseablagerungen, ein petrographischer Vergleich. Europäische Hochschulschriften. Diss. Univ. Zürich, 179 S., Herbert Lang und Cie AG, Bern.
- DIETRICH, V.J. (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. *Eclogae geol. Helv.* 63/2, 631–771.
- DIETRICH, V.J. (1972): Ilvait, Ferroantigorit und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbstein-Serpentiniten. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 52/1, 57–75.
- DIETRICH, V.J. (1976): Plattentektonik in den Ostalpen. Eine Arbeitshypothese. *Geotek. Forschung*, 50, 1–84.
- DIETRICH, V.J. und PETERS, T.J. (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 51/2, 329–348.
- DIETRICH, V.J., VAUGNAT, M. und BERTRAND, J. (1974): Alpine metamorphism of mafic rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54/2, 291–332.
- DIESSEL, C.F.K. und OFFLER, R. (1975): Change in physical properties of coalified and graphitized phytoclasts with grade of metamorphism. *N. Jb. Mineral. Mh.*, 1975/1, 11–26.
- DIESSEL, C.F.K., BROTHERS, R.N. und BLACK, P.M. (1978): Coalification and graphitization in high pressure schists in New Caledonia. *Contrib. Miner. Petrol.*, 68, 63–78.
- DOW, W.G. (1977): Kerogen studies and geological interpretation. *J. Geochem. Exploration*, 7, 79–99.
- DUNOYER DE SEGONZAC, G. und BERNOULLI, D. (1976): Diagenèse et métamorphisme des argiles dans le Rhétien Sud-alpin et Austro-alpin (Lombardie et Grisons). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 18/5, 1283–1293.
- DURAND, B., ALPERN, B., PITTION, J.L. und PRADIER, B. (1986): Reflectance of vitrinite as a control of thermal history of sediments. In: BURRUS, J. (Ed.), *Thermal Modeling in Sedimentary Basins*. 1st IFP Exploration Research Conf., Carcans, France, 441–474, Editions Technip, Paris.
- EVANS, B.W., JOHANNES, W., OTERDOOM, H. und TROMMSDORFF, V. (1976): Stability of chrysotile and antigorite in the serpentinite multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 56/1, 79–93.
- EGGENBERGER, U. (1990): Petrographische und geochemische Untersuchungen im Gebiet zwischen St. Moritz und dem Val Bever (Unterostalpin/Err-Decke). *Geochemischer Vergleich mit anderen variscischen Intrusiva*. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. Univ. Bern, 163 S.
- EICHENBERGER, U. (1986): Die Mitteltrias der Silvretta-Decke (Ducankette und Landwassertal, Ostalpin). *Mitt. geol. Inst. ETH. Univ. Zürich.*, N.F. 252, 196 S.
- ENGLAND, T.D.E. und BUSTIN, R.M. (1985): Effect of thrust faulting on organic maturation in the southeastern Canadian Cordillera. In: LEYTHÄUSER, D. and RULLKÖTTER, J. (Eds), *Advances in Organic Geochemistry*, 609–616.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1987): Geologische Kartierung der westlichen und zentralen Mieminger Gruppe (Nordtirol, Österreich) mit lithofaziellen Vergleichen zum Skyth, Anis und Ladin im Rätikon (Vorarlberg, Österreich). Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Univ. Frankfurt am Main, 283 S.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1991): Die Temperaturgeschichte im Unterostalpin und Pennin des Oberhalbsteins und ihre tektonogenetische Bedeutung (Graubünden, Ostschweiz). Abstract: *Schweiz. geol. Ges.*, Chur.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1994): Zur Bestimmung von Diagenesehöhe und beginnender Metamorphose – Temperaturgeschichte und Tektonese des Austroalpins und Südpenninikums in Vorarlberg und Mittelbünden. *Frankfurter geowiss. Arb.*, Serie C, 14, 498 S.
- FERREIRO MÄHLMANN, R. (1995): Das Diagenese-Metamorphose-Muster von Vitrinitreflexion und Illit-"Kristallinität" in Mittelbünden und im Oberhalbstein. Teil 1: Bezüge zur Stockwerktektonik. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 75/1, 85–122.
- FERREIRO MÄHLMANN, R., PETSCHICK, R., ERDELBROCK, K., WOLF, M., KRUMM, H., BERNOULLI, D., FREY, M. und JÄGER, E. (1991): A Coalification Map of the Central Alps. Appenzell, St. Gallen, Glarus, Graubünden, Vorarlberg and Tyrol (Switzerland, Liechtenstein and Austria). Abstract: *Schweiz. geol. Ges.*, Chur.
- FREY, M. (1978): Progressive low-grade metamorphism of a black shale formation, Central Swiss Alps, with special references to pyrophyllite and margarite bearing assemblages. *J. Petrology*, 19, 95–137.
- FREY, M. (1986): Very low-grade metamorphism of the Alps an introduction. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 66, 13–27.
- FREY, M. (1987): *Low Temperature Metamorphism*, Blackie, 351 p., Glasgow and London.
- FREY, M. (1988): Discontinuous inverse metamorphic zonation, Glarus Alps, Switzerland: evidence from illite "crystallinity" data. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 68, 171–183.
- FREY, M., DE CAPITANI, C. und LIU, G. (1991): A new petrogenetic grid for low-grade metabasites. *J. metam. Geol.*, 9, 467–509.
- FREY, M., TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R., MULLIS, J., KÜNZI, B., BREITSCHMID, A., GRUNER, U. und SCHWIZER, B. (1980): Very low-grade metamorphism in external parts of the Central Alps: Illit crystallinity, coal rank and fluid inclusion data. *Eclogae geol. Helv.*, 73/1, 173–203.
- FROITZHEIM, N. (1992): Formation of recumbent folds during synorogenic crustal extension (Austroalpine nappes, Switzerland). *Geology*, 20, 923–926.
- FROITZHEIM, N. und EBERLI, G.P. (1990): Extensional detachment faulting in the evolution of a Tethys passive continental margin, Eastern Alps, Switzerland. *Bull. geol. Soc. Amer.*, 102, 1297–1308.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. und CONTI, P. (1991): Deckenfaltungen und alpinktonische Extensionsbrüche am Westrand der Silvretta-Decke (Ostalpin, Graubünden). Abstract: 8. *Schweiz. Tektoniker Treffen*, Bern.
- FROITZHEIM, N., SCHMID, S.M. und CONTI, P. (1994): Repeated change from crustal shortening to orogen-parallel extension in the Austroalpine units of Graubünden. *Eclogae geol. Helv.* 87/2, 559–612.
- FURRER, H., EICHENBERGER, U., FROITZHEIM, N. und WURSTER, D. (1992): Geologie, Stratigraphie und Fossilien der Ducankette und des Landwassergebietes (Silvretta-Decke, Ostalpin). *Eclogae geol. Helv.*, 85/1, 245–256.
- GIGER, M. (1985): Petrographisch-geologische Untersuchungen der Davoser Dorfberg-Decke und ihrer benachbarten tektonischen Einheiten im Gebiet Weissfluhjoch-Schaf-laeger-Dorfberg (Davos; Kan-

- ton Graubünden). Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. Univ. Bern, 410 S.
- GIGER, M. (1991): Geochronologische und petrographische Studien an Geröllen und Sedimenten der Gonfolite-Lombarda-Gruppe (Südschweiz und Norditalien) und ihr Vergleich mit dem alpinen Hinterland. Unpubl. Diss., Manusk. Bibl. Univ. Bern, 227 S.
- GOUGH, M.A., FAUZI, R., MANTOURA, C. und PRESTON, M. (1993): Terrestrial plant biopolymers in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 945–964.
- GRAF, K. (1987): Geologische Untersuchungen der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Valbellahorn und Wiesen (Kanton Graubünden). Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Univ. Bern, 79 S.
- GÜBELI, A. (1978): Geologische Untersuchungen des Zentralostalpins im Gebiet des Valbellahorns. Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Zürich.
- HENRICH, C. (1993): Sedimentpetrographische Untersuchungen zur Hochdiagenese in der Kössen-Formation (Ober-Trias) der westlichen Ostalpen und angrenzenden Südalpengebiete. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 40, 206 S.
- KRALIK, M. (1993): Diagenese–Schwache Metamorphose: Vorhandene Isotopendaten. *Geologie des Oberinntaler Raumes*. *Schwerp. Bl. 144 Landeck*, S. 109, *Geol. B.-A.*, Wien.
- KRAMM, U., SPAETH, G. und WOLF, M. (1985): Variscan metamorphism in the NE Stavelot-Venn Massif, Ardennes: A new approach to the question of regional dynamothermal or contact metamorphism. *N. Jb. geol. paläont. Abh.*, 171, 311–327.
- KRUYSE, H.A.C. (1967): Geologie der Schamser Decken zwischen Avers und Oberhalbstein (Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 60, 157–235.
- KÜRSMANN, H. (1993): Zur Hochdiagenese und Anchi-metamorphose in Permotrias-Sedimenten des Austroalpins westlich der Tauern. *Bochumer geol. u. geotechn. Arb.*, 41, 328 S.
- KUHN-SCHNYDER, E. (1952): Ein Sauropterygier aus dem Ducantal (Kt. Graubünden). *Eclogae geol. Helv.*, 45, 315–319.
- LEVINE, J.R. und DAVIS, A. (1984): Optical anisotropy of coals as an indicator of tectonic deformation, Broad Top Coal Field, Pennsylvania. *Bull. geol. Soc. Am.*, 95, 100–108.
- LINIGER, M. (1992): Der Ostalpin-Penninische Grenzbereich im Gebiet der nördlichen Margna-Decke (Graubünden, Schweiz). Unpubl. Diss., Manusk. Bibl. mineralog. Inst. ETH-Zürich, ETH-Nr. 9769, 186 S.
- LINIGER, M. und NIEVERGELT, P. (1990): Stockwerk-Tektonik im südlichen Graubünden. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70/1, 95–101.
- LIU, J.G., MARUYAMA, S. und CHO, M. (1985): Phase equilibria and mineral parageneses of metabasites in low-grade metamorphism. *Mineral. Mag.*, 49, 321–333.
- LIU, J.G., SHIGENORI, M. und MOONSUP, C. (1987): Very-low grade metamorphism of volcanic and volcanoclastic rocks – mineral assemblages and mineral facies. In: FREY, M. (Ed.), *Low Temperature Metamorphism*, 59–113, Blacky, 351 p., Glasgow und London.
- MAGGETTI, M., FLISCH, M. und BOLLIN, R. (1990): Bericht über die Exkursion der Schweiz. mineralogischen und petrographischen Gesellschaft ins Silvretta-Kristallin und in den Westrand des Unterengadiner Fensters (11.–14. September 1989). *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 70, 121–157.
- MARTIN, D. (1978): Geologie des Zentralostalpins im Gebiet südlich des Lenzerhorns. Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. geol. Inst. ETH-Zürich, 114 S.
- NAEF, M.H. (1987): Ein Beitrag zur Stratigraphie der Trias-Serien im Unterostalpin Graubündens (Grissoniden). *Mitt. geol. Inst. ETH Univ. Zürich*, N.F. 276, 206 S.
- NIEVERGELT, P., LINIGER, M., FROITZHEIM, N. und FERREIRO MÄHLMANN, R. (in press): Early Tertiary crustal extension in the Central Alps: The Turba Mylonite Zone (Eastern Switzerland). *Tectonics in press*.
- NIGGLI, E. (1956): Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 36/2, 511–515.
- NOWOTNY, A., PESTAL, G. und ROCKENSCHAUB, M. (1993): Der geologische Bau der nördlichen Silvrettamasse und die Problematik der geologischen Stellung der Zone von Puschlin. *Geologie des Oberinntaler Raumes*. *Schwerp. Bl. 144 Landeck*, S. 55–91, *Geol. B.-A.*, Wien.
- OTERDOOM, W.H. (1978): Tremolite- and diopside-bearing serpentine assemblages in the CaO–MgO–SiO₂–H₂O Multisystem. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 58, 127–138.
- PETERS, T.J. (1963): Mineralogie und Petrographie des Totalserpentins bei Davos. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 43, 529–686.
- PETSCHICK, R. (1989): Zur Warmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). *Frankfurter geowiss. Arb.*, C, 10, 259 S.
- RING, U., RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., BIELER, D. und KRALIK, M. (1989): Kinematics of the Alpine plate-margin: structural styles, strain and motion along the Penninic-Austroalpine boundary in the Swiss-Austrian Alps. *Jour. Geol. Soc. London*, 146, 835–849.
- RAGOT, J.P. (1977): Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. Unpubl. Thesis, Univ. Toulouse, 150 p.
- ROBERT, P. (1988): Organic metamorphism and geothermal history. Microscopic study of organic matter and thermal evolution of sedimentary basins. *Elf-Aquitaine und D. Reidel Publ. comp.*, 309 S., Nordrecht.
- SCHIFFMAN, P. und FREIDLEIFSSON, G.O. (1991): The smectite to chlorite transition in drillhole NJ-15, Nesjavellir geothermal field, Iceland: XRD, BSE, and electron microprobe investigations. *J. Metamorphic Geology*, 9, 679–696.
- SNOWDON, L.R. (1989): Organic matter properties and thermal evolution. In: HUTCHEON, I.E. (Ed.), *Short Course in Burial Diagenesis*. *Mineralog. Ass. Canada*, 39–60, Montreal.
- SRODON, J. (1984): X-ray powder diffraction identification of illitic materials. *Clays and Clay Minerals*, 32/5, 337–349.
- SRODON, J. und EBERL, D.D. (1984): Illite. In: BAILEY, S.W. (Ed.), *Micas*. *Min. Soc. Amer., Reviews in Mineralogy* 13, 495–544, Southern, Blacksburg.
- STACH, F., MACKOWSKY, M.Th., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. und TEICHMÜLLER, R. (1982): *Textbook of Coal Petrology*, 3. edn, 538 p., Borntraeger, Stuttgart.
- STONE, I.J. und COOK, A.C. (1979): The influence of some tectonic structures upon vitrinite reflectance. *J. Geol.*, 87, 497–508.
- SZADECKY-KARDOS, E. (1956): On the determination

- of swamp zones in coal deposits. *Acta Geologica*, 4/2, 157–174.
- TEICHMÜLLER, M. (1987a): Recent advances in coalification studies and their application to geology. In: SCOTT, A.C., (Ed.), *Coal and Coal bearing Strata: Recent Advances*, p. 127–169, Blackwell, London.
- TEICHMÜLLER, M. (1987b): Organic material and very low-grade metamorphism. In FREY, M. (Ed.): *Low Temperature Metamorphism*, 114–161, Blacky, 351 p., Glasgow und London.
- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. und WEBER, K. (1979): Inkohlung und Illit-Kristallinität – Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, 27, 201–276.
- TISSOT, B.P. und ESPITALIE, J. (1975): L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique, *Rév. Inst. Franc. Petrol.*, 30, 743–777.
- TISSOT, B.P. und WELTE, D.H. (1984): *Petroleum Formation and Occurrence*. 2. edn, 699 p., Springer, Berlin.
- TROMMSDORFF, V. (1983a): Petrologic aspects of serpentinite metamorphism. *Soc. Ital. Min. Petrol.*, 38, 549–559.
- TROMMSDORFF, V. (1983b): Metamorphose magnesiumreicher Gesteine: Kritischer Vergleich von Natur, Experiment und thermodynamischer Datenbasis. *Fortschr. Miner.*, 61/2, 283–308.
- TROMMSDORFF, V. und EVANS, B.W. (1974): Alpine metamorphism of peridotitic rocks. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, 54/2, 333–352.
- TROMMSDORFF, V. und DIETRICH, V. (1980): Alpine metamorphism in a cross section between the Rhine and Valtellina valleys (Switzerland and Italy). Excursion No 7. In TRÜMPY, R. (Ed.): *Geology of Switzerland Guide-Book, Part B: Geological Excursions*, p. 317–341, Wepf, Basel / New York.
- TRÜMPY, R. (1980): *Geology of Switzerland Guide-Book. Part A: An Outline of the Geology of Switzerland*, 102 p., Wepf, Basel / New York.
- VOHRYZKA, K. (1968): Erzlagerstätten und Tektonik von Nordtirol. *Jb. Geol. B.-A.*, 111, 1–88.
- WAPLES, D.W. (1980): Time and temperature in petroleum formation: Application of Lopatin's Method to petroleum exploration. *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 64/6, 916–926.
- WEAVER, C.E. (1984): Shale slate metamorphism in southern Appalachians. *Developments in Petrology*, 10, 240 p., Elsevier, Amsterdam.
- WEAVER, C.E. (1989): Clay, Muds and Shales. *Developments in Sedimentology*, 44, Elsevier, Amsterdam.
- WINKLER, H.G.F. (1979): *Petrogenesis of metamorphic rocks*. 5th edn, 348 p., Springer, Berlin.
- WOLF, M. (1972): Beziehungen zwischen Inkohlung und Geotektonik im nördlichen Rheinischen Schiefergebirge. *N. Jb. geol. paläont. Abh.*, 141, 222–257.
- WOLF, M. (1975): Über die Beziehung zwischen Illit-Kristallinität und Inkohlung. *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, Jhg. 1975/7, 437–447.
- WURSTER, D. (1991): Zur Geologie der südwestlichen Ducan-Gruppe (Silvretta-Decke). Unpubl. Dipl.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. ETH Univ. Zürich.
- ZAUGG, A. (1987): Geologische Untersuchungen der Sedimente und Vulkanite der Landwasserkette zwischen Sandhubel und Wiesen (Kanton Graubünden). Unpubl. Liz.-Arb., Manusk. Bibl. geol. Inst. Univ. Bern, 127 S.
- ZIEGLER, W. (1956): Geologische Studien in den Flyschgebieten des Oberhalbsteins (Graubünden). *Ecolgae geol. Helv.*, 49, 1–78.

Manuskript erhalten 19. Januar 1995; Überarbeitung angenommen 4. Dezember 1995.

Anhang

Tabellenerläuterungen

Spalte 1:	Probenbezeichnung (vgl. hierzu FERREIRO MÄHLMANN, 1995).
Spalte 2:	Tektonische Einheit.
Spalte 3:	Abszisse und
Spalte 4:	Ordinate der Landeskarte der Schweiz.
Spalte 5:	Illit-"Kristallinität" (Kübler-Index $\Delta^{\circ}2\theta$).
Spalte 6:	Vitrinitreflexion R_{\max} %.
Spalten 7 bis 13:	Linienintensitäten in mm (mal 14,5 = cps).
Spalte 7:	Diskreter Smektit, 17-Å-Linie.
Spalte 8:	Illit-Smektit-Wechselagerung, 10- bis 12-Å-Linie glycoliert.
Spalte 9:	Chlorit-Smektit-Wechselagerungen und Vermiculit, 28- bis 32-Å-Linie – wenn Corrensit-Tosudit vorkommt, ist dies in Spalte 14 angegeben.
Spalte 10:	Chlorit 7-Å-Linie.
Spalte 11:	Quarz 4,26-Å-Linie.
Spalte 12:	Albit 3,19-Å-Linie.
Spalte 13:	Mikroclin 3,24-Å-Linie oder nicht genauer bestimmbarer Kalifeldspäte mit Linien um 3,2 Å (Orthoklase).
Spalte 14:	Weitere Beobachtungen.
Column 1:	Sample number (after FERREIRO MÄHLMANN, 1995).
Column 2:	tectonic unit.
Column 3:	abscissa and
column 4:	ordinals from the topographic map of Switzerland.
Column 5:	illite-"crystallinity" (Kübler-index $\Delta^{\circ}2\theta$).
Column 6:	vitrite reflectance R_{\max} %.
Columnes 7 to 14:	line intensities in mm (multiplied with 14,5 = cps).
Column 7:	discrete smectite, 17-Å-line.
Column 8:	illite smectite mixed-layers, 10- to 12-Å-line glycolated.
Column 9:	chlorite smectite mixed-layers and vermiculite, 28- to 32-Å-peak – if corrensite or tosudite are present, these are listed in column 14.
Column 10:	chlorite 7-Å-line.
Column 11:	quartz 4,26-Å-line.
Column 12:	albite 3,19-Å-line.
Column 13:	microcline 3,24-Å-line or not accurately determinable potassium feldspars with an interference at 3,2-Å (orthoclase).
Column 14:	special remarks.

Tab. 1 Ausgewählte Untersuchungsdaten aus Mittelbünden. *Choice of data from Mittelbünden.*

Proben-Bez.	Tektonik	Abszisse	Ordinate	IK lft.	VR	Sm	ISm	CSm	Chl	Qz	Albit	KFsp	Weitere Bemerkungen
KS 135	Silvretta	779460	175765	0,49	3,8	0	1	1	0	0	0	0	Corrensit-Tosudit, Kandit
A 205	Arosa Dolo.	767100	177350	0,47		0	1	0	58	18	10	0	Corrensit-Tosudit
MK S-chanf	Silvretta	794850	165760	0,44	3,5	0	10	0	16	12	0	0	Mg-Calcit
A 163	Arosa Dolo.	767040	177330	0,42	4,4	0	1	0	102	20	1	1	(Paragonit sehr fraglich)
PK 24 bit	Arosa Dolo.	772245	180800		3,4								Bituminittlage, Lamalgin
AS 23	Silvretta	769160	171655	0,27	o.V.	0	0	0	8	28	0	0	Lamalgin
PF 1	Silvretta	771240	172120	0,26	o.V.	0	0	0	0	24	0	0	Lamalgin
MK 34	Rothorn(?)	765080	179790	0,25	4,6	0	0	0	0	1	0	0	Prägraphitise. (Bitumen)
MK 60	Silvretta	780654	168310	0,24	5,3	0	0	0	0	15	0	0	Prägraphitisierung
A 164	Arosa Dolo.	764740	173780	0,24		0	0	0	79	0	1	0	Paragonit (Spur)
P 7	Arosa Dolo.	765600	176920		4,2								Prägraphitisierung
MK 58	Silvretta	780085	168360	0,23	o.V.	0	15	0	0	0	22	36	Prehnit (Eichenb. 1986)
MK 33	Silvretta	774580	171170	0,23	o.V.	0	0	0	0	0	0	0	Prägraphitise. (Bitumen)
AS 31b	Silvretta	772590	173730	0,21	o.V.	0	0	0	0	16	0	0	Prägraphitise. (Bitumen)
Rh 14	Silvretta	778510	177950	0,19		0	0	0	1	8	0	8	Magnesit, Ankerit
PF 2	Silvretta	766080	174060	0,19	o.V.	0	0	0	1	34	14	39	Prägraphitise. (Bitumen)
MK 67 (v)	Silvretta	773010	170170	0,18		10	0	0	30	9	0	0	Kandit (Verwitterung)
AS 30 (v)	Silvretta	770300	172700	0,14	5,4	8	0	0	0	8	0	0	Prägraphitise. (Bitumen)
P 10	Silvretta	774515	169510	0,14	o.V.	0	0	0	0	32	0	0	Paragonit, Graphitphär.
P 10-2	Silvretta	775420	169750	0,14	o.V.	0	0	0	0	32	0	0	Stilpnomelan

Tab. 2 Ausgewählte Daten aus dem Albulatal und dem Oberhalbstein. *Choice of data from Albulatal and Oberhalbstein.*

Proben-Bez.	Tektonik	Abszisse	Ordinate	IK lft.	VR	Sm	ISm	CSm	Chl.	Qz	Albit	KFsp	Weitere Bemerkungen
AS 8a	Err	775435	185070	0,46	2,0	0	0		0	0	15	15	Corrensit-Tosudit, Kandit
Pa 36a	Platta	766485	166550	0,46		0	2	0	45	52	0	0	Ca-Dolomit, Talk
AS 8	Err	775435	185070	0,45	2,0	0	0	0	0	0	0	0	Mg-Calcit, Liptodetrinit
KS 105	Ela	771780	165700	0,43		0	0	0	97	9	0	0	Mg-Calcit, Liptodetrinit
MK 36	Err	775438	158065	0,43	o.V.	0	0		28	0	0	8	Corrensit-Tosu. (Spur)
RS 135	Err	775435	158010	0,42	2,7	0	0	0	34	32	1	1	Ca-Dolo., Liptodetrinit ?
KS 106	Ela	768300	167550	0,37	2,9	0	0	0	140	12	0	0	Lamalginit, Liptodetrin. ?
KS 107	Ela	771780	165725	0,36	2,9	0	0	0	80	28	20	0	Liptodetrinit
J 15	Carungas	771730	158330	0,35	5,1	0	0	0	14	12	0	0	Scherzone, Stilpnomelan
A 188	Ela	786400	163990	0,30	4,2	0	0	0	61	15	19	22	Lamalginit
Pa 37	Platta	766420	167415	0,29	3,1	0	0	0	44	41	0	0	Talk
J 25a	Carungas	770160	161975	0,29	4,8	0	0	0	656	6	80	0	Hämatit, Prägraphitisierung
AS 5	Carungas	771480	156955	0,28	5,0	0	1	0	1	13	0	0	Graphitsphärolithe
KM 35	Carungas	771955	157250	0,27	7,1	0	0	0	230	65	23	0	Scherzone
RS 131	Err	773865	162200	0,25	6,9	0	0	0	76	22	15	0	Scherzone
J 14	Err	771980	157040	0,25	5,2	8	0	0	17	54	1	0	Graphitsphärolithe
J 14b	Err	771980	157040		4,7								Hämatit
K 10 (v)	Albula-Z.	789080	162000	0,25	6,4	0	0	0	257	28	0	43	Paragonit
J 20b	Carungas	774335	160470	0,25	4,2	0	0	0	47	66	0	28	Paragonit (Spur)
J 23b	Carungas	769035	161770	0,24	7,0	0	0	1	166	0	0	18	Erze, Scherzone
KS 100	Carungas	771900	158080	0,24	5,0	0	0	0	27	0	0	0	
KS 100	Carungas	771900	158080		4,9								Prägraphitisierungen
J 10	Err	771870	154215	0,23	6,6	0	0	0	299	34	6	0	Scherzone
J 28	Carungas	768480	163365	0,23	5,1	0	0	0	560	0	38	0	Prägraphitisierung
A 201	Ela	767190	166230	0,22	2,9	10	0	0	18	54	17	0	Lamalginit, IK zu hoch
J 24	Carungas	770490	161695	0,22	5,2	0	0	0	604	12	0	48	Graphitsphärolithe
J 23	Carungas	769035	161770	0,22	o.V.	0	0	0	292	0	0	0	Erzreich, Stilpnomelan
Pa 8	Carungas	772380	158050	0,22		0	0	0	1045	11	32	0	Scherzone, Chloritgarben
A 186bit	Albula-Z.	784970	161480		6,8								Graphitkluft (Bitumen?)
A 174	Ela	784885	163155	0,20	5,5	0	0	0	37	33	0	0	Graphitisier. (Bitumen)
J 13bit	Carungas	771625	157000		5,1								Katabitumen
RS 129a	Ela	774180	162770	0,19	2,5	0	0	0	795	16	0	12	Phytoklasten verwittert
RS 129b	Ela	774180	162769	0,19	6,4	0	0	0	814	21	0	0	Scherzone, Chloritgarben
RS 129c	Ela	774180	162768		6,9								Scherzone
CR 1	Carungas	771870	158330	0,19	7,0	0	0	0	1120	14	0	0	Scherzone, Chloritgarben
J 75	Platta	763510	169990	0,19	o.V.	0	0	0	12	10	0	0	Paragonit
Pa 7	Carungas	772340	158180	0,19		0	0	0	1348	6	0	17	Chlorit
Pa 2 (v)	Carungas	771005	154030	0,19	2,9	0	0	0	632	21	1	49	Phytoklasten verwittert
J 12b	Carungas	771275	154900	0,19	4,8	0	0	0	404	32	78	0	Stilpnomelan
J 11	Platta	771020	155235	0,17	o.V.	0	0	0	134	36	110	0	Magnetit
J 11a	Platta	768320	154365	0,16	5,6	0	0	0	459	33	0	0	Erze
K 10b	Albula-Z.	789085	162010	0,16		0	0	0	327	16	0	22	Paragonit
KS S1	Err	776655	155600	0,16	5,6	0	0	0	116	18	0	0	Paragonit
CR (?)	Platta	767855	152325		5,8								Graphitsphärolithe
K 8	Err	775380	158920	0,13	8,7	0	0	0	650	0	12	42	Scherzone
KS S2	Err	774000	148775	0,12	5,9	0	0	0	82	42	0	0	Klinozoisit, Stilpnomelan
o.V. = ohne Vitrodetrinit													Paragonit, Graphit