

GLER, 1973; PH. MATTE et al., 1985; W. MORAUF, 1979, 1980, 1981, 1982; F. NEUBAUER, 1979 a, 1980 c, 1981, 1982, 1985; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; J. NEUGEBAUER, 1970; R. OBERHAUSER, 1964, 1968, 1973, 1978, 1980; J. PISTOTNIK, 1980; S. PREY, 1978; M. ROCKENSCHAUB et al., 1983; M. SCHÜNEMANN et al., 1982; M. SEEGER & F. THIEDIG, 1983; F. THIEDIG, 1981, 1982; M. THÖNI, 1981 a, 1982, 1983; A. TOLLMANN, 1958, 1959, 1963 a, 1966 a, 1970 d, 1971 b, 1973 b, 1975 b, 1977 c, 1978 b, 1981 a, c, 1982 a, 1986 a, b; R. TRÜMPY, 1958, 1985; K. WEIDICH, 1984, 1985; L. WOLTER et al., 1982.

G DIE ALPIDISCHE METAMORPHOSE

1. Entwicklung und Stand der Metamorphoseforschung

Die moderne, mit den übrigen geologisch-tektonischen Fakten und Fragestellungen engstens verknüpfte Metamorphoseforschung ist in Österreich noch sehr jung. Zuvor hat im Sinne eines ihrer verdienstvollsten Vertreter, F. ANGEL, eine vorwiegend petrographisch orientierte Behandlung der metamorphen Gesteine das Feld beherrscht. Demgegenüber hat das Schweizer Vorbild mit Forschern wie E. WENK seit den dreißiger Jahren, E. NIGGLI, P. BEARTH, in jüngerer Zeit schließlich A. ARNOLD bis M. FREY den entscheidenden Anstoß gegeben, Metamorphose nur kombiniert mit der tektonischen Feinstruktur, dem großtektonischen Geschehen, dem Bestreben der Phasentrennung, schließlich der Kombination mit radiometrischer Datierung zu betreiben. Diese kombinatorische Untersuchungsmethode hat in Österreich zunächst in Innsbruck (F. PURTSCHELLER, S. HOERNES), zweifelsohne auch unter dem unmittelbaren Eindruck dieser Arbeitsweise im Silvretta-Kristallin im Grenzgebiet, in den späten sechziger Jahren Platz gegriffen, schließlich auch im Osten bis Wien Fuß gefaßt, wo W. FRANK diese moderne Methodik der Kristallinuntersuchung unter Einbeziehung der Radiometrie betreibt.

Vier weitere Ereignisse haben diese Entwicklung gefördert, abgesehen vom Schweizer Vorbild: 1. Eine Reihe von Forschungsgrößprojekten quer durch die Ostalpen und darüber hinaus, zunächst von Deutschland initiiert und begonnen, wie das Projekt der Geotraverse IA und die Beteiligung am internationalen Projekt „Geodynamik des mediterranen Raumes“ in den siebziger Jahren, später die österreichischen Hochschulschwerpunkte „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“ (N 25) und „Frühalpiner Geschichte der Ostalpen“ (S 15). 2. Die rapide Entwicklung der Methodik und die Verfeinerung der Untersuchungsmöglichkeiten über die Mi-

krosonde bis zur Radiometrie und zur subtilen Geochemie nach Spurenelementen. Untersuchungen über den Zonarbau der Kristalle, über die Mineralparagenesen, die Phasengleichgewichte, sodann die Mikrothermometrie der fluiden Einschlüsse im Quarz (vgl. B. LUCKSCHEITER & G. MORTEANI, 1980) oder Temperaturmessungen mittels Sauerstoffisotopen – all das half entscheidend weiter. 3. Die allgemeinen Erkenntnisse aus dem plattentektonischen Modell in Kombination mit geochemischen Analysen haben wesentlich zur Klärung der Genese besonders der basischen Gesteinskomplexe beigetragen – ob vom Ozeanboden, von Geosynklinalbeckenfüllungen, von Inselbögen oder aus „within-plate“-Positionen ableitbar. 4. Schließlich ist das große Vorbild der lange unerreichten subtilen Präzisionsarbeit der Phasenauflösung mit geologischem Hintergrund, wie es G. VOLL namentlich an Querprofilen durch die Schweizer Alpen geliefert hat, ebenfalls von entscheidendem Einfluß gewesen.

Die Ergebnisse dieser modernen Metamorphoseforschung in Österreich sollen nochmals kurz zusammengefaßt werden. Zusammengefaßt, weil dieses Thema bereits in den regionalen Kapiteln der Zentralalpen erörtert worden ist und hier nur ergänzend die jüngste Entwicklung Erwähnung finden soll. Dabei können die Fragen der voralpidischen Metamorphosezyklen und jene der Metamorphose der Kalkalpen hier weitgehend ausgeklammert werden, da sie schon in Bd. I, Tab. 15 (S. 383), Tab. 16 (S. 411) etc. und in Bd. II, S. 83 ff., ausführlich diskutiert worden sind.

Als Gesamtbilanz aller Bemühungen ergibt sich heute folgendes Bild: In allen Teilregionen der Ostalpen, die auch voralpidisches Gesteinsmaterial umfassen, war es möglich gewesen, zwei oder mehrere Phasen der Metamorphose im Zusammenhang mit Orogenesen zu unterscheiden. Innerhalb der alpidischen Metamorphose ließ sich meist ebenfalls eine Abfolge mehrerer metamorphoser Prozesse herauschälen, mit höherem Metamorphosegrad im altalpidischen Geschehen, mit schwächeren Überprägungen in späteren Phasen. Im Maximalfall sind bis zu sechs Teilphasen der alpidischen Metamorphose oder des tektonisch-metamorphen Geschehens herausgearbeitet worden (CH. MILLER, 1977; CH. MILLER et al., 1980, an Eklogiten des Tauern-Pennins; G. VOLL, 1977, am Unterostalpin der Radstädter Tauern). Im Penninikum sind – abgesehen von allen Teilphasen – zwei Höhepunkte der Metamorphose zu fassen gewesen, ein altalpidischer druckbetonter, dessen Beginn altersmäßig noch nicht fixiert ist, der aber jedenfalls in die Kreidezeit fällt und eine Blauschiefer- bis Eklogitfazies prägte, und ein jüngerer Akt von Grünschiefer- bis maximal Amphibolit-Fazies während der sogenannten Tauernkristallisation, mit thermischem Maximum zwischen 40 bis 25 Millionen Jahren (M. SATTIR, 1975) und Abkühlaltern von 18 bis 12 Millionen Jahren. Für manchen Geologen bildete die größte Überraschung der nunmehr erfaßte hohe alpidische Metamorphosegrad der sogenannten „Schneeberger Kristallisation“ im Mittelostalpin, der im Gefolge der offensichtlich in der Zeit von 130 bis 100 Millionen Jahren bereits ablaufenden Subduktion und Deckenstapelung im Kristallin W des Tauernfensters im Schneebergerzug und Umgebung sein Temperaturmaximum um 100 bis 90/85 Millionen Jahren erreicht hat und um 90/85 bis 70 Millionen Jahre schon Abkühlalter liefert (M. THÖNI, 1982). Im Abschnitt östlich des Tauernfensters hat dieser Metamorphoseakt mit Schwerpunkt im Korralpen-Saualpen-Kristallin unter Erreichung der Amphibolit-Fazies mit Staurolith-Neubildung einen allerdings noch nicht so scharf eingegrenzten Höhepunkt erreicht, der zwischen rund

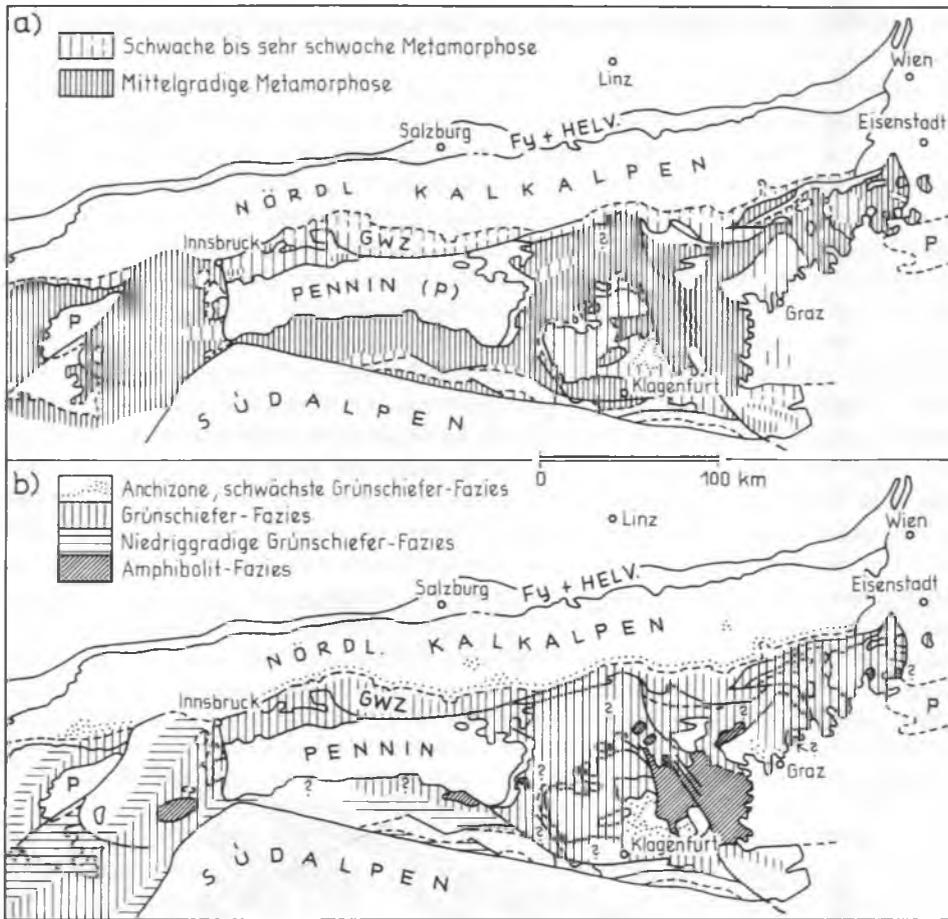


Abb. 38: Das Ausmaß der voralpidischen (a) und der alpidischen kretazischen (b) Metamorphose im ostalpinen Deckensystem der Ostalpen; nach W. FRANK (1983, Abb. 2–3), leicht modifiziert nach M. THÖNI (1982 b, Abb. 1 etc.). Das Ausmaß der amphibolitfazialen alpidischen Prägung des mittelostalpinen Kristallins östlich des Tauernfensters erweist sich heute bereits wesentlich umfangreicher als hier dargestellt.

120 bis 70 Millionen Jahre (W. MORAUF, 1981, 1982) oder ähnlich (W. FRANK et al., 1983) liegt.

Mit dem raschen Fortschreiten dieser Untersuchungen sind auch die Grundlagen für eine exakte Metamorphosekarte der Ostalpen im Werden, sodaß bereits erste Übersichten und Skizzen mit Isograden der Metamorphosenprägung über den Gesamt- raum (W. ERNST, 1973, Kt.; H. ZWART, 1973; W. FRANK, F. PURTSCHELLER et al., 1978; W. FRANK, 1983, S. 262, Abb. 3) – Abb. 38 – oder über Teilgebiete, wie etwa das Tauernfenster (V. HÖCK, 1980, Abb. 1 bis 3; V. HÖCK & G. HOSCHEK, 1980, Abb. 1; G. HOSCHEK, 1980, Abb. 1, etc.), existieren.

2. Der frühe Höhepunkt der Metamorphose im Ostalpin

Die Ursachen für den frühen thermischen Höhepunkt im Ostalpin einschließlich des Oberostalpins werden diskutiert, seit H. LAUBSCHER (1970), besonders E. OXBURGH & D. TURCOTTE (1974), E. OXBURGH & PH. ENGLAND (1980) und L. RATSCHBACHER (1983) die Problematik dieses Themas klargestellt haben: Einige wenige Millionen Jahre nach Einsetzen der großen Subduktionen sinken die Temperaturen durch die Abführung des kühlen Materials unter der überschobenen Kruste ab, es kommt zu druckbetonter Blauschiefermetamorphose, in unserem Fall im Pennin. Bei Anhalten der Subduktion und weiterer Deckenstapelung im Ostalpin und Pennin kommen wohl die tektonisch tieferen Einheiten in entsprechend tiefe Position, aber außer der erforderlichen Versenkung von rund 15 km, um Temperaturen von etwa 500° zu erreichen, wären nach den genannten Autoren Zeiträume von 25 bis 30 Millionen Jahren unter normalen Bedingungen erforderlich. E. OXBURGH et al. (1974) haben daher für die erforderliche schnellere Wärmezufuhr noch einen zusätzlichen Beitrag vom oberen Mantel gefordert. Diese Vorstellung ist von W. FRANK jüngst (1983, S. 259) näher ausgeführt worden, der dem allgemeingültigen Prinzip der „paired belts“ (s. u.) in den Ostalpen trotz der entsprechenden Situation im Pennin/Ostalpin jegliche nennenswerte Bedeutung abspricht, vielmehr die Hochlage der Isothermen während der kretazischen Metamorphose auf die Krustenausdünnung in der Unterkreide zurückführen will. Dem widerspricht allerdings seine Annahme (S. 259) einer Krustenverdickung im Oberjura zur Erklärung von Metamorphose-Erscheinungen in der Koralpe: Denn gerade aus der Unterkreide haben wir ja im Gegensatz zu dieser Auffassung

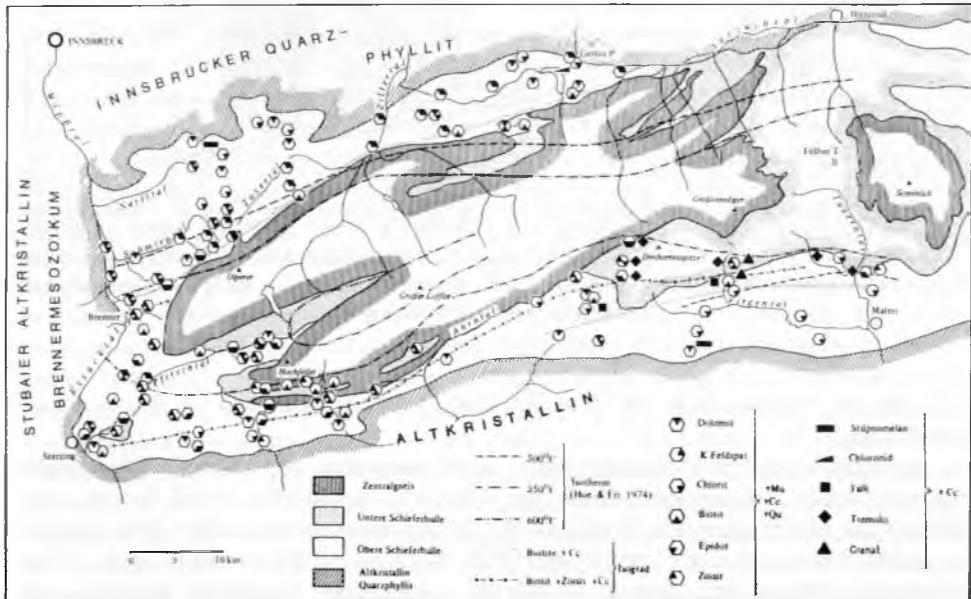


Abb. 39: Das Ausmaß der alpidischen Metamorphose im westlichen Tauernfenster auf Grund der Mineralassoziation; nach V. HÖCK & G. HOSCHKEK (1980, Abb. 1).

über eine Krustenausdünnung bereits handfeste Zeugen des Beginns der Subduktion in den Tiefseerinnensedimenten der Roßfeldschichten zur Verfügung (s. S. 88 ff.), sodaß die maximale Ausdünnung der Kruste im Jura, nicht in der Unterkreide lag. Es mußte ja schon lang vor der Diskussion des plattentektonischen Modells aufgrund der im Sediment ablesbaren Prozesse der kräftig einsetzenden Orogenese in der Unterkreide eine eigene orogene Phase, die mit Deckenbildung im Ostalpin verbundene Austroalpine Phase, in der „Ostalpensynthese“ (1963 a, S. 193) eingeführt werden.

Es paßt also das Prinzip des paarigen Gürtels der Metamorphose (A. MIYASHIRO, 1975) sehr wohl für den Ostalpenraum, also des druckbetonten Außengürtels im Pennin mit Blauschiefer- bis Eklogitfazies in der alpidischen Ära und des temperaturbetonten Innengürtels im Ostalpin, der die Amphibolitfazies erreichte. Da der Prozeß der Krustenabfuhr durch Subduktion in die Tiefe bereits in der Unterkreide eingesetzt hat, wurde so die eine Voraussetzung für die folgende Metamorphose geschaffen; die andere Voraussetzung ist in der Subduktion von bedeutenden Massen wasserhältiger penninischer Schieferhülle und wasserhältiger, unterostalpinere Sedimente gegeben, die für einen wesentlich rascheren Wärmetransfer in höhere Stockwerke sorgt (S. 98).

3. Der alpidische Metamorphoseablauf in den einzelnen Zonen der Ostalpen

a) Pennin/Tauernfenster: Die Grundzüge der Metamorphoseprozesse in dieser Region sind in Bd. I, S. 31 ff., dargelegt. In neuester Zeit kamen noch die folgenden Beobachtungen hinzu. Am intensivsten war die Beschäftigung mit den Ophiolithen und anderen Metabasiten der Hohen Tauern: V HÖCK (1980 a, 1981, 1983 a, b) und V HÖCK & CH. MILLER (1980) haben auf Grund der geochemischen Untersuchung dieser (Ultra-)Mafite nach Haupt- und Spurenelementen (Nb, Ta, La, Ce, Zr, Y, Hf) vier unterschiedliche Züge solcher Gesteine in den Tauern ausgegliedert: Zwei Züge mit klarer Ophiolithabfolge vom Ultrabasit bis zur Pillowlava und Meta-Hyaloklastiten, einen Zug aus Tuffen, Tuffiten und Laven und eine Linsenreihe aus Metabasiten gabbroider Textur. Während sie früher hieraus eine Herkunft aus verschiedenen Regionen (Ozeanboden-Basalt, „within-plate“-Basalt) ableiteten, liegt ihnen heute (V HÖCK, 1983 b) die Annahme von Mantelheterogenitäten näher, die durch eine Verarmung des Mantels an bestimmten Elementen mit Fortschreiten der Öffnung des Ozeans in Zusammenhang stehen könnten. Weitere Schwerpunkte bei der Untersuchung dieser Metabasite lagen in der erwähnten Erfassung mehrerer metamorpher Phasen (CH. MILLER, 1977 a, b; M. RAITH et al., 1977) und in der Analyse von Randbildungen von Ultrabasiten (M. BERNROIDER & V HÖCK, 1983; F. KOLLER, G. GRUNDMANN et al., 1983; F. KOLLER & W. RICHTER, 1984).

Eine zweite Gruppe neuer Untersuchungen im Tauernpennin betraf die Auswertung der Mineralparagenesen in den metamorphen Sedimenten der Schieferhülle, um einerseits die Druck- und Temperaturbedingungen in ihrer räumlichen Anordnung während der alpidischen Metamorphose zu ermitteln, andererseits durch Isogradenkarten diese Ergebnisse festzuhalten – Abb. 39 (V HÖCK, 1977, 1980 b; V HÖCK &

G. HOSCHEK, 1980; G. HOSCHEK, 1980, 1981, 1982, 1984). Analoge Überlegungen an Hand der Mineralassoziationen im z. T. radiometrisch bestimmten variszischen und alpidischen Bestand der Zentralgneise im mittleren und westlichen Tauernfenster haben R. CLIFF (1977), V. HOCK (1980 b) und M. SATIR & G. MORTEANI (1982) durchgeführt.

In der Schlußphase der alpidischen Metamorphose reißen in dem bereits relativ starren Gestein Gangspalten und Klüfte auf, in denen einerseits erzführende Gangfüllungen auftreten, die ihre Stoffe aus azendenten und vadosen Wässern und aus Lösungen aus dem Nebengestein beziehen. Andererseits sorgt die Lateralsekretion für die Ausbildung reichhaltiger Kluftmineralfüllungen in den offen bleibenden Klüften – besonders reich in den Hohen Tauern entwickelt. Nach G. NIEDERMAJR (1980) begann die Kluftmineralausscheidung bereits im Anschluß an den Höhepunkt der jungalpidischen Metamorphose mit einer Abfolge von Quarz, Feldspat, Glimmer, Karbonat, Epidot, Prehnit, Laumontit, Desmin – eine Sukzession also, wie sie für die retrograde Entwicklung von der niedrig temperierten Amphibolitfazies zur Zeolithfazies bezeichnend ist.

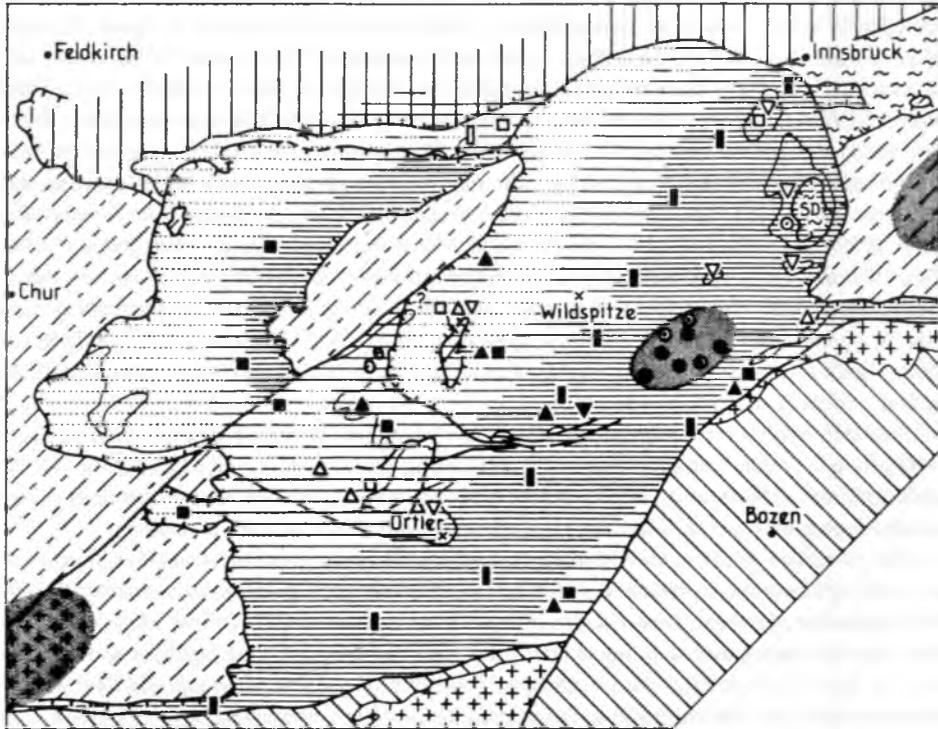
Im Zeitalter des zum Sport gewordenen Mineralsammelns hat sich über die alpinen Kluftminerale und ihre Vorkommen eine reiche, vielfach populär gehaltene Literatur entwickelt. Hier sei stellvertretend für viele auf die eingehende, durch Karten veranschaulichte Zusammenstellung der Fundorte dieser Kluftminerale der österreichischen Alpen durch H. WENINGER (1974) verwiesen.

b) Unterostalpin: Die alpidische Metamorphose im Unterostalpin der Radstädter Tauern im Rahmen des Tauernfensters bleibt im Bereich der Grünschieferfazies. Das Twenger Kristallin und der Granit im tieferen Teil dieser Einheit (Hochfeindgruppe) erlitten unter Neubildung von Chlorit, Zoisit, Epidot, auch Stilpnomelan etc. eine diaphthoritische Umprägung (CH. EXNER, 1971, S. 103 ff.). Noch am Oberland des unterostalpinen Systems der Radstädter Tauern wird bei mehrphasiger alpidischer Deformation und Metamorphose im Forstautal (Bd. I, S. 121) eine Temperatur von 450° C bei 4,5 kb erreicht (Disthen-, Chloritoid-Neubildung) – G. VOLL (1977).

Die alpidische Kristallisation im Bereich des unterostalpinen Semmering-systems hatte geringeres Ausmaß, erreichte bloß die Chlorit-Muskovit-Subfazies der Grünschieferfazies, führte im Permoskyth zur Bildung des Phengits und ließ im absteigend geprägten Grobgnais Temperaturen von rund 380° C ablesen (Bd. I, S. 160).

c) Mittelostalpin-Westabschnitt Durch eine minutiöse moderne petrogetische Untersuchung des Ötztaler-Stubai Kristallins durch die Innsbrucker Schule, zuletzt durch G. HOINKES (1981, 1983), G. HOINKES & F. PURTSCHELLER (1979), G. HOINKES & M. THÖNI (1983) und F. PURTSCHELLER & D. RAMMLMAIR (1982) einerseits und durch umfangreiche radiometrische Datierungen – nach Aufbau des Wiener Geochronologischen Labors im Jahre 1977/78 (W. FRANK et al., 1977, 1979) und den Arbeiten von R. PESCHL (1979) und J. MAURACHER (1980) – durch M. THÖNI (1980 b, 1981 a, 1982 b, 1983) hat sich das folgende Bild der Metamorphose dieser Region ergeben. Die variszische Metamorphoseachse liegt mit W-E-Streichen im nördlichen Bereich der Ötztaler Masse; es wurden bei der hierbei erfolgten amphibolitfaziellen Umprägung Temperaturen bis maximal 670° C erreicht, gegen Norden und Süden ist an die zentrale Andalusit- und umgebende Sillimanitzone anschließend eine Disthenzone zu erfassen. Der alpidische Wärmedom liegt etwa 35 km weit

gegen Süden verschoben im Bereich des Schneeberger Zuges mit SW-NE streichender Achse. In seinem Zentrum wurde bei amphibolitfaziellen Bedingungen in der Zeit des Cenoman bis Unterturon bzw. Untersenon (100 bis 90/85 Millionen Jahre) auf Grund des Auftretens von neu gesproßtem Staurolith, Disthen etc. ein Temperaturmaximum von über 550°, auf Grund der Paragenese von Paragonit-Quarz aber maximal 570°, er-



MINERALZONEN

- a) Variscische Zone
- b) Stilpnomelan-Zone
- c) Chloritoid-Zone
- d) Staurolith-Zone
- Nördl. Kalkalpen
- Ostalp. Quarzphyllit
- Pennin
- Südalpin

MINERALNEUBILDUNGEN

	Meta-sedimente	Alt-kristallin
Stilpnomelan	□	■
Phengit	△	▲
Biotit	▽	▼
Chloritoid	▭	▮
Staurolith	○	●
Disthen	⊙	⊛

Abb. 40: Das Ausmaß der alpidischen Metamorphose im Mittelostalpin westlich des Tauernfensters nach der Mineralzonenkarte von M. THÖNI (1982 b, Abb. 1).

reicht. In zentralen Regionen stellen sich rein alpidische Glimmeralter ein, die Drucke haben 5 kbar überstiegen und liegen nach dem Phengitbarometer bei 6 kbar. Von diesem Metamorphoseherd mit niedriger Amphibolitfazies nimmt die Überprägung des variszischen Kristallins gegen NW hin konstant ab (Abb. 40), sodaß im zentralen Ortler-Campo-Kristallin mittlere Grünschieferfazies, in den Engadiner Dolomiten schwächste Grünschieferfazies bis tiefe Anchizone und im westlichen Silvrettakristallin schließlich keine alpidische Beeinflussung mehr anzutreffen ist. Im Brenner-Mesozoikum wurden bei der altalpidischen Metamorphose nach H. DIETRICH (1983) im Süden (Tribulaun) noch an die 490° (Bd. I, S. 381), im Norden 450° C erreicht, bei Drücken von 3,5 bis 4 kbar, wie das Auftreten von Disthen erweist. Allein schon diese Tatsache weist übrigens – um solche Druck- und Temperaturverhältnisse erreichen zu können – eindeutig auf die Notwendigkeit einer einstigen tektonischen Überlagerung dieses mittelostalpinen Abschnittes durch die oberostalpine Deckenmasse, da ja im Tribulaun selbst die Schichtfolge noch bis zum Malm/Neokom erhalten ist (Bd. I, S. 383, Tab. 15) und die primäre Sediment-Mächtigkeit für eine derartige Metamorphoseentwicklung absolut unzureichend wäre! Diese zwingende theoretische Forderung wird hier ja durch den Beleg der in nicht geringen Resten im Hangenden noch erhaltenen Reste dieses Oberostalpins in Form der Steinacher Decke und zugehörigen mesozoischen Schollen unmittelbar bestätigt.

Aus den schmalen Resten des Mittelostalpins nördlich des Tauernfensters liegen neue Studien von D. ACKERMAN et al. (1977), M. SATIR et al. (1980) und R. ROTH (1984) vor, durch welche im Kellerjochgneis-Steinkogelschieferzug zwei voralpidische und ein alpidischer Metamorphoseakt erfaßt werden konnten.

Die moderne Analyse des Metamorphosegeschehens im Ostabschnitt des Mittelostalpins geht zunächst auf die umfangreichen geologischen Untersuchungen der Arbeitsgruppe „Saaualpe“ zurück, die in den Jahren zwischen 1957 und 1975, vornehmlich von Clausthal und Tübingen aus, im Raum der Saaualpe durchgeführt worden waren. In Band I, S. 249 ff., wird ausführlich darüber berichtet. Als Ergebnis ließ sich im Hinblick auf die Metamorphose zusammenfassen: Ein altpaläozoisches Ausgangsmaterial wird (1.) in einem ersten Akt durch eine kräftige, temperaturbetonte, präkinematische Niederdruck-Metamorphose mit Bildung von Andalusit, Staurolith und Sillimanit erfaßt, sie wird sodann (2.) von einer druckbetonten, synkinematischen Metamorphose vom Barrow-Typus der Almandin-Amphibolitfazies unter intensiver tektonischer Deformation überholt, wobei Disthen, Staurolith und Granat typische Neubildungen sind. Diese beiden Akte wurden von der Saaualpengruppe als variszisch (alt- bis jungvariszisch) eingestuft. Eine kaledonische Orogenese wird ausgeschlossen. (3.) Der jüngste Akt ist hier wiederum eine Niederdruckmetamorphose mit retromorphen Vorgängen, dessen Alter (jungvariszisch, alpidisch) offengelassen wird (A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1970, S. 19; A. PILGER, 1975).

Dieses Schema war von der Saaualpengruppe noch ohne absolute Alterseinstufung erarbeitet worden. Heute ist durch radiometrische Daten aus der Saaualpe und ihrer östlichen Fortsetzung, der Koralpe samt nördlichen Ausliegern, durch die Arbeiten von W. MORAUF (1979 bis 1982) sowie W. FRANK und Mitarbeitern (1981, 1983) eine Datierung möglich geworden. Der Ablauf der Metamorphosephasen, die im Koralpen-Stubalpen-Kristallin von G. JUNG (1982), J. WEBER (1982) und W. FRANK, M. ESTERLUS

et al. (1983) neu untersucht worden sind – von der radiometrisch erfaßbaren starken alpidischen Metamorphose abgesehen – haben ein analoges Bild wie in der Saualpe ergeben (W. FRANK et al., 1983, S. 263 ff., 273): Auf eine (1.) hochgradige Metamorphose mit Andalusit und Sillimanit, wahrscheinlich des Altvariszikums, folgt (2.) eine Mitteldruckfazies vom Barrowtyp mit Granat, Disthen, Staurolith, vermutlich karbonpermischen Alters. Das dritte Ereignis aber stellt in dieser Darstellung abweichend von früheren Auffassungen nochmals eine Mitteldruck-, z. T. auch Hochdruck-Fazies dar, die nach Aussage der Quarzgefüge der Plattengneise alpidisches, kretazisches Alter aufweisen soll. Eine kräftige alpidische Metamorphose, die bereits Amphibolitfazies erreicht, ist nun durch die erwähnten absoluten Datierungen vielfach belegt worden (rund 120 bis 70 Millionen Jahre nach W. MORAUF, 1979 bis 1982). Sie verschleiert durch ihre Stärke derzeit noch eine sichere und exakte Einstufung der voralpidischen Phasen, die aber wohl (zum Hauptteil) in die variszische Ära fallen und nicht, wie vom Verfasser in Bd. I, S. 268, vermutet, noch einen namhaften kaledonischen Anteil haben. Die nachgewiesene hochgradige alpidische Metamorphose aber legt nahe, daß auch eine stärkere tektonische Mobilität in diesem Abschnitt des Mittelostalpins zu erwarten ist, wie W. FRANK (1983) ausführt und besonders am Beispiel der – in ihrer Alterszuordnung allerdings durchaus nicht unwidersprochenen (W. FRISCH et al., 1984, S. 63) – Plattengneistektonik demonstriert.

Wichtige Fortschritte in der Metamorphosegliederung des Mittelostalpins der Schladminger Tauern sind jüngst von E. HEJL (1983) und E. HEJL & P. SLAPANSKY (1983) erzielt worden: Neben einer variszischen amphibolitfaziellen Prägung konnten zwei alpidische Kristallisationen ausgegliedert werden, die retrograden Charakter aufweisen. Dabei ist in der älteren alpidischen Phase Aktinolith und Biotit stabil, in der jüngeren wird der Biotit instabil. Auf Grund der höheren altalpidischen Metamorphose in den Wölzer Glimmerschiefern gegenüber den unterlagernden Schladminger Gneisen wird von den Autoren – wohl zu Unrecht – eine nordvergente alpidische Überschiebung der Wölzer Glimmerschiefer über den Gneisen vermutet.

d) Oberostalpin Die jüngsten Ergebnisse über das Ausmaß der Metamorphose in den Nördlichen Kalkalpen werden in Band II, S. 123 ff. mitgeteilt: Es hat sich gezeigt, daß die Kalkalpen an ihrem Nordrand nicht metamorph beeinflußt sind, in der mittleren Längszone (Göstling, NÖ.) die Anchimetamorphose beginnt, die südliche Längszone anchimetamorph geprägt ist und am unmittelbaren Südrand gerade epizonale Metamorphose einsetzt. Das hohe Alter dieser Umprägung am Salzburger Südrand von ungefähr 125 bis 90 Millionen Jahren ist auffällig (M. KRÁLIK, 1983 – vgl. Bd. II, S. 124). Dieses hohe Alter der Metamorphose steht wohl mit der hier bereits im Malm einsetzenden gleittektonischen Deckenbildung und damit der frühen Überlagerung der tieferen kalkalpinen Anteile im Zusammenhang.

Über die Tatsache, daß die Grauwackenzone sowohl variszisch als auch alpidisch von einer niedrig temperierten Grünschieferfazies betroffen worden ist, ist im Band I, S. 508 f., berichtet worden. Neuere Untersuchungen bestätigen an Hand der Illitkristallinität diese schwache altalpidische Grünschiefermetamorphose im Gesamt- raum der Grauwackenzone, lassen im Mittelabschnitt drei Hellglimmergenerationen erkennen (J. SCHRÁMM, 1977, 1980; D. BECHTOLD et al., 1981) und lassen in der westlichen Grauwackenzone an Metabasiten eine wohl alpidische Grünschieferfazies des

unteren Bereiches mit Stilpnomelan, phengitischem Muskovit, Chlorit, Aktinolith und Epidot mit Bildungsbedingungen von 350° bis 400° und 3 bis 4,5 kbar erfassen (E. COLINS et al., 1980; G. HOSCHEK et al., 1980).

Aus dem Oberostalpin der Gurktaler Decke in Kärnten schließlich wurde auf Grund der Illitkristallinität und der metamorphen Mineralneubildung noch in höherer Position eine sehr schwache, anchizonale Metamorphose gemeldet, die in der auflagernden Trias im karnischen Niveau ausklingt (J. SCHRAMM, W v. GOSEN et al., 1982).

4. Literatur

- D. ACKERMAND & G. MORTEANI, 1977; F. ANGEL, 1940; D. BECHTOLD et al., 1981; A. BERAN, 1969; M. BERNROIDER & V. HÖCK, 1983; W. CADAJ, 1973; R. CLIFF, 1977; E. COLINS et al., 1980; H. DIETRICH, 1983; W. ERNST, 1973; W. FRANK, 1983; W. FRANK et al., 1976, 1977, 1979, 1981, 1983; W. FRISCH et al., 1984; E. HEJL, 1983; E. HEJL & P. SLAPANSKY, 1983; H. HERITSCH, 1978, 1980; V. HÖCK, 1977, 1980 a, b, 1981, 1983 a, b; V. HÖCK & G. HOSCHEK, 1980; V. HÖCK & CH. MILLER, 1980; V. HÖCK & F. ZIMMERER, 1978; G. HOINKES, 1981, 1983; G. HOINKES & F. PURTSCHELLER, 1979; G. HOINKES & M. THÖNI, 1983; G. HOSCHEK, 1980, 1981, 1982, 1984; G. HOSCHEK et al., 1980; G. JUNG, 1982; F. KOLLER & W. RICHTER, 1984; F. KOLLER et al., 1983; H. LAUBSCHER, 1970; B. LUCKSCHEITER & G. MORTEANI, 1980; J. MAURACHER, 1980; CH. MILLER, 1977 a, b; CH. MILLER & W. FRANK, 1983; CH. MILLER et al., 1980; A. MIYASHIRO, 1975; W. MORAU, 1980, 1981, 1982; G. NIEDERMAYR, 1980; E. NIGGLI, 1950, 1970, 1977; W. NOWY, 1978; E. OXBURGH & PH. ENGLAND, 1980; E. OXGURGH & D. TURCOTTE, 1974; R. PESCHEL, 1979; A. PILGER & N. WEISSENBACH, 1975; F. PURTSCHELLER & D. RAMMLMAIR, 1982; M. RAITH et al., 1977; L. RATSCHBACHER, 1983; R. ROTH, 1984; F. SASSI & A. SCOLARI, 1974; M. SATIR & G. MORTEANI, 1982; M. SATIR et al., 1980; J. SCHRAMM, 1977, 1980; J. SCHRAMM et al., 1982; R. STADLER, 1979; TH. TEICH, 1979; M. THÖNI, 1980 b, 1981 a, b, 1983; G. VOLL, 1977, 1980; J. WEBER, 1982; H. WENINGER, 1974; H. G. F. WINKLER, 1976; H. ZWART, 1973.