

G. STEINMANN, 1906, 1911; W. STIPPERGER, 1968; O. STOLZ, 1928; E. SUESS, 1875, 1902, 1903; ERH. SUESS, 1916; F. E. SUESS, 1941, 1949, 1981; P. TERMIER, 1903; E. THENIUS, 1980, 1982 b; E. TIETZE, 1900, 1905, 1917; A. TOLLMANN, 1958, 1959, 1962 d, 1963 a, e, 1970 c, 1976 b, 1981 c, 1983 a, b; E. TOZER, 1984; R. TOWNSON, 1797; W. TUFAR et al., 1984; V. UHLIG, 1906; M. VACEK, 1900; J. VALVASOR, 1689; K. VOHRYZKA, 1968; L. WAAGEN, 1935; O. WAGENBRETH, 1967, 1980, 1982; L. WEBER & A. WEISS, 1983; A. WEISS, 1982 a, b; R. v. WETTSTEIN et al., 1914; H. G. C. WINKLER, 1973; M. v. WOLFSTRIGL-WOLFSKRON, 1903; H. WUNDERLICH, 1964; J. v. ZAMBONI, 1823; H. ZAPPE, 1964 c, 1971, 1981; K. v. ZITTEL, 1899; K. ZSCHOCKE & E. PREUSCHEN, 1932.

## C DIE VORALPIDISCHE ENTWICKLUNGSGESCHICHTE

Zwei grundverschiedene geologische Großräume sind am Aufbau Österreichs beteiligt: Zur Hauptsache der mehrphasig gestaltete Ostalpenbogen, in den voralpidische Elemente in sehr unterschiedlichem Ausmaß einbezogen sind, andererseits aber der Südtail der Böhmisches Masse als alpidisch nicht mehr umgestalteter Südrand der Eurasiatischen Platte, in dem die variszischen und älteren Strukturen unversehrt erhalten sind.

### 1. Der Anteil an der Böhmisches Masse

Ein Überblick über die derzeit vertretenen Vorstellungen vom Alter und Aufbau des österreichischen Anteils an der Böhmisches Masse ist bereits in Bd. II, S. 644 ff., gegeben worden (vgl. A. TOLLMANN, 1982 a, S. 36, Tab. 1; 1985, S. 124 ff.).

Die katazonale Prägung der Gesteine der Gföhler Decke erfolgte bereits in der Sardischen Phase des Tiefordoviciums. Sie steht offenbar als späte Bildung des Assyntischen Zyklus im Zusammenhang mit dem fast europaweit zu spüren den Ereignis um rund 500 Millionen Jahre (Wende Kambrium/Ordovic), das noch vor der kaledonischen Gebirgsbildung abließ, räumlich, zeitlich und strukturell unabhängig von dieser Nordwesteuropa betreffenden kaledonischen Orogenese – Abb. 11. Die Prägung der Granulite etwa in diesem mittel- und westeuropäischen Raum ist altersmäßig gut vergleichbar: Aus dem Waldviertel, Niederösterreich, liegen Daten von 482, 469 und 445 Millionen Jahre vor, vom Sächsischen Granulitgebirge 452 Millionen Jahre, von den Vogesen 526 Millionen Jahre, vom Französischen Zentralmassiv 415 Millionen Jahre, aus der galizischen Region Spaniens 487 Millionen Jahre (H. BEHR, 1978).

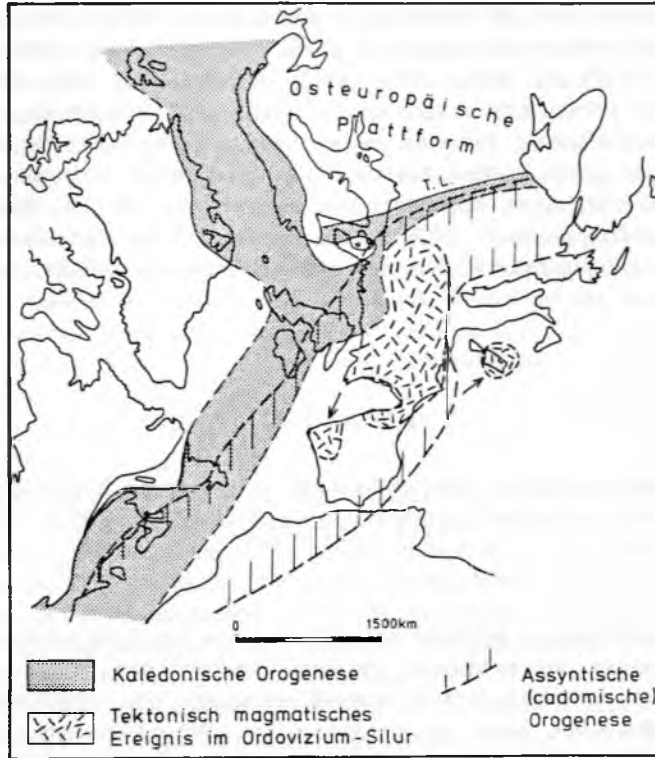


Abb. 11: Die räumliche und zeitliche Unabhängigkeit der assyntischen bis sardischen Orogenese im mittel- und südeuropäischen Raum von der kaledonischen Orogenese in NW-Europa und Nordamerika; nach H. HEINISCH & K. SCHMIDT (1982, Abb. 9).

Der großzügige südostvergente Deckenbau im Moldanubikum mit über 300 km Schubweite ist – wie dort ausgeführt – altvariszisch, während die diese Strukturen diskordant schneidende jüngere ostvergente moldanubische Überschiebung über das Moravikum dem jungvariszischen Zyklus angehört. Dieses Deckensystem ist Teilstück der „Zentraliden“ des Südstammes des europäischen Variszikums, der über Schwarzwald, Vogesen, Französisches Zentralmassiv und das Armorikanische Gebirge bis zu den galizischen Deckschollen in Nordspanien verfolgt werden kann, die Schubweiten mit 100 bis 150 km gegen das südliche Vorland hin aufweisen — Abb. 12.

Der vom Verfasser 1982 a, Taf. 2, erstellte regionale Überblick über das Variszikum Europas hat ebenso wie der 1983 von H. MARTIN & F. EDER herausgegebene Band über das deutsche Variszikum und die Schrift von W. FRANKE, 1984, gezeigt, daß dieses Variszische Gebirge ganz im Sinne der alten, so lange geleugneten Vorstellungen der alpinen Geologen — allen voran F. KOSSMAT (1927, 1931) — in seinem Bau klare alpinotype Züge trägt.

Auch die am Aufbau der inneren Zone des Nordstammes in Mitteleuropa beteiligten Decken weisen beträchtliche Schubweiten in der Größenordnung von 70 bis

100 km und mehr auf, so etwa die ultrasachsothuringische Schollenreihe des „Sächsischen Zwischengebirges“, der Deckenstapel der Münchberger Gneismasse, die Schubdecken des Harzes, die Gießendecke im Rheinischen Schiefergebirge, die Dinantdecke etc. All die nun aufgedeckten Phänomene wie gigantische Einengungen, Verschlukungen und Subduktionen, Hochschürfen tiefster hochmetamorpher Krustenteile im weitgespannten Deckenbau, eugeosynklinale altpaläozoische Beckensedimente reich an Vulkaniten als geosynklinale Vorbereitung der Orogenese, das Wandern der Bewegung und Metamorphose im Prozeß der Gebirgsbildung symmetrisch in beiden Stämmen gegen die Randzonen bzw. Vorländer — all das kann man heute auch im Variszischen Gebirge Europas (einschließlich des österreichischen Anteiles) nur durch den Mechanismus der Plattentektonik erklären.

Aus der paläomagnetisch bestimmten Lage der die variszische Geosynklinale rahmenden Großkontinente im Norden und Süden ergibt sich die Notwendigkeit einer Einschaltung breiter ozeanischer Krustenstreifen im variszischen Geosynklijalstadium. Im Zuge der variszischen Orogenese aber, die bezüglich Einengung und Deckenschubweiten das alpine Maß noch übertrifft, sind allerdings von diesen Ozeanböden nur mehr geringe Reste in Form von Schürflingen von Ultramafiten im Nordstamm (Beispiel: Basis der Siegener Decke) und Südstamm (Beispiel: Serpentinite an alten Bewegungsflächen im Mittelostalpin) erhalten geblieben.

## 2. Der alpine Raum

Ungleich schwieriger als im Böhmischem Vorland ist die voralpidische Gestaltung des alpinen Raumes mit seiner intensiven jungen, alpinen orogenetischen Umgruppierung zu entziffern. Obgleich wir heute durch die Abwicklung des alpidischen Deckenbaues den endvariszischen Zustand dieses Raumes gut rekonstruieren können (Abb. 18), gibt es bei der Erfassung des variszischen und älteren Geschehens noch reichlich Schwierigkeiten. In den nur fragmentarisch erhaltenen älteren Resten lassen sich vorerst nur grobe Umrisse der voralpidischen Strukturen und Prozesse herauslesen. Besonders in den tieferen Einheiten des alpinen Orogens hat die kräftige alpidische Metamorphose und Gefügeprägung die älteren Züge stark verwischt. So gelingt etwa im tiefen Stockwerk des Tauernpennins trotz Radiometrie noch keineswegs eine Auflösung der alt- und voralpidischen Orogenesen und Metamorphosen. Aber auch in höheren Einheiten einschließlich des Mittelostalpins müssen die alten Angaben über voralpidische Strukturen und Prozesse überprüft werden: Eine Reihe von radiometrisch fundierten Untersuchungen (S. SCHARBERT et al., 1980; M. THÖNI, 1980, 1981, 1982, 1983; W. MORAUF, 1980, 1981, 1982; W. FRANK et al., 1981, 1983; G. JUNG, 1982; W. FRANK, 1983; G. HOINKES & M. THÖNI, 1983; CH. MILLER & W. FRANK, 1983 etc.) hat das Aufsteigen einer kräftigen alpidischen Kristallisation mit Neusprossung von Stauolith etc. auch noch im Mittelostalpin westlich und östlich des Tauernfensters erwiesen. Wir werden daher in den altkristallinen Bauteilen, besonders östlich der Tauern, die alten Angaben über nordvergente variszische Kleintektonik ebenso überprüfen müssen wie die noch immer nicht geklärte Vergenz der variszischen Dek-

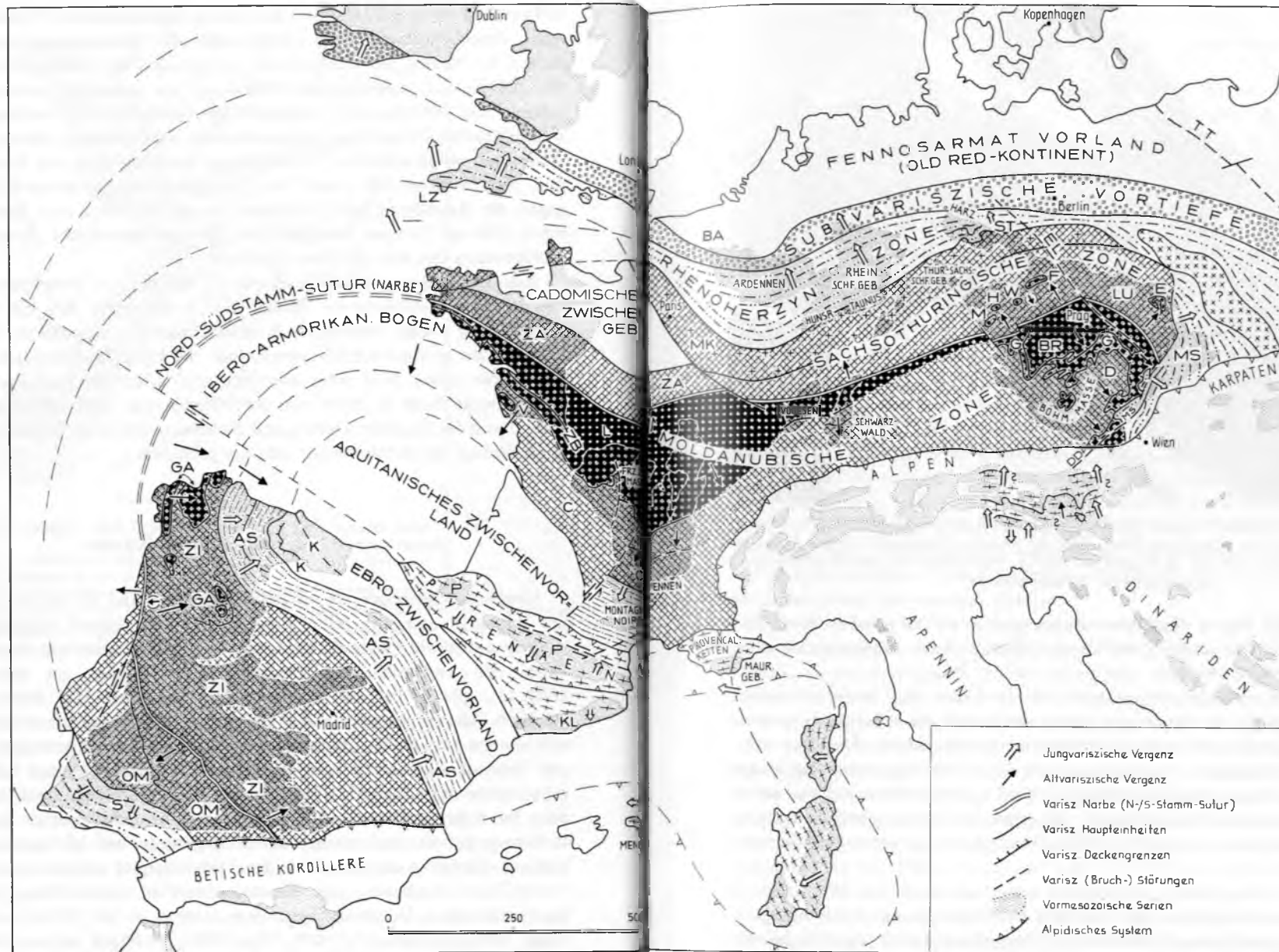


Abb. 12: Der variszische Gebirgsbogen in Europa; nach A. TOLLMANN (1982 a, Taf. 2). Die Innenzone des Südstammes mit ihren weiträumig überschobenen Decken ist dunkel hervorgehoben. Abkürzungen: AS – Westasturische Zone, BA – Brabanter Massiv, BR – Barrandium-Decke, D – Drosendorfer Decke, DD – Diendorfer Störung, E – Eulengebirgs-Deckscholle, EL – Elbelineament, F – Frankenberger Deckscholle, G – Gföhler Decke, GA – Galizischer Komplex (Ordenes-Decke), H – Hirschberger Deckscholle, K – Kantabrische Zone, KL – Katalanisches Variszi-

kum, L – Ligerische Zone, LU – Lugische Zone, LZ – Lizard-Zone, M – Münchberger Deckscholle, MK – Mitteldeutsche Kristallinzone, MS – Moravosilesische Zone, NP – Nordpyrenäische Störung (Biskaya-Fraktur), OM – Ossa-Morena-Zone, P – Pyrenäen-Variszikum, S – Südportugiesische Zone, ST – Stieger Decke (Ostharz-Decke), TT – Tornquist-Teisseyre-Lineament, W – Wildenfesler Deckscholle, ZA – Zentralarmorikanische Zone, ZI – Zentraliberische Zone.



Abb. 13: Devonkalk des Sockels der Kellerwand in den Zentralkarnischen Alpen mit nordvergenger Großfalte (Photo E. CLAR). Das Alter dieser Falte ist unsicher. Neuebeobachtungen haben gezeigt, daß in den Karnischen Alpen in variszischer und in alpidischer Ära sowohl nordvergente wie südvergente Faltung auftritt.

ken in den Karnischen Alpen, über deren Richtungssinn auf italienischer Seite (Südvergenz) das Gegenteil von dem auf der österreichischen Seite (Nordvergenz) ausgesagt wird (Bd. II, S. 275) – Abb. 13.

Es ist demnach noch immer nicht gesichert, ob der Raum der Ostalpen in variszischer Zeit, wie nahe liegt, zur Gänze den breiten Außenteil des südvergenten variszischen Südstammes darstellt, oder aber einen weiteren Ast einschließt, da in den bisherigen Angaben meist variszische Nordvergenz aufscheint. Die Argumente für letztgenannte Auffassung sind vom Verfasser (1982 a, S. 67 ff.) in theoretischer Weise zusammengestellt worden, obgleich der Auffassung der generellen südvergenten variszischen Prägung des Ostalpenraumes eine höhere Wahrscheinlichkeit zukommt (A. TOLLMANN, 1986 b).

Die Kernstücke in den Ostalpen, in denen man variszische und ältere Bauteile noch einigermaßen gut überblickbar antrifft, sind im Pennikum der schwächer metamorphe Teil der paläozoischen Schieferhülle (Habachserie etc.) im Norden des Tauernfensters, der alpidisch wenig beeinflusste mittlere und nördliche Teil der Ötz-Silvretta-Masse im Mittelostalpin (Bd. I, S. 376; Tab. 14; S. 411, Tab. 16), das oberostalpine Paläozoikum der Grauwackenzone mit einer variszisch und alpidisch ungefähr gleich starken Metamorphose in Grünschieferfazies, weniger die alpidisch intensiv geschuppte Gurktaler Decke, wohl aber die Karnischen Alpen auf Grund der sehr gut erhaltenen, nicht metamorphen, fossilreichen Serien.

Zusammenfassungen über die bisher bekannten Daten zur voralpidischen Entwicklungsgeschichte des Raumes der Ostalpen liegen in folgenden Arbeiten vor: H. BÖGEL et al. (1979), E. CLAR (1971, 1976), H. FLÜGEL (1964, 1970, 1975 b, 1976, 1977 a, 1978 a, b, 1980 a, b, 1981), W. FRISCH et al. (1984), F. NEUBAUER et al. (1984), E. NIGGLI (1977), A. RAU & M. TONGIORGI (1981), S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB (1980), R. SCHÖNENBERG (1970, 1973, 1977), H. SCHÖNLAUB (1979), A. TOLLMANN (1982 b), G. B. VAI (1974) etc. Auskunft über die globale Situation dieses Raumes im Laufe der voralpidischen Entwicklungsgeschichte geben im Sinne der Kontinentalverschiebungstheorie zuletzt die Arbeiten von H. OWEN (1983), CH. SCOTESE et al. (1979), A. G. SMITH (1981), A. G. SMITH et al. (1981) und A. M. ZIEGLER et al. (1979).

Als Ergebnis dieser Überlegungen in Kombination mit Daten aus dem europäischen variszischen Südstamm läßt sich die auf Tab. 1 ausgedrückte Gliederung vornehmen. Sie zeigt in der voralpidischen Ära zwei große Zyklen geosynklynal/orogener Gestaltung: 1. Einen älteren, vorkaledonischen, sardischen Zyklus mit Höhepunkt im Oberkambrium/Untersilur. 2. Einen variszischen Zyklus mit bedeutenden Teilakten in alt- und jungvariszischer Ära.

Die kaledonische Orogenese im klassischen und klar definierten Sinne von H. STILLE (1924, S. 63 ff.) ist tatsächlich, wie schon lange vermutet, in den Ostalpen nicht ausgeprägt. Unsere in den Zentralalpen greifbare sardische Orogenese ist räumlich und zeitlich vom kaledonischen Orogen als selbständiger Akt getrennt (Abb. 11). Das Kaledonische Gebirge in NW-Europa wurde ja durch erste Deckenüberschiebung in der altkaledonischen Phase (takonische Phase an der Wende Ordovic/Silur, um 440 Millionen Jahre) eingeleitet und während der Hauptfaltungs- und Überschiebungs-Ära der jungkaledonischen Phasen (ardennisch-erische Phasen zu Ende des Silur, um 410 Millionen Jahre) entscheidend gestaltet.

Das europaweit erfaßbare Metamorphose-Ereignis in der Zeit um 500 Millionen Jahre fällt hingegen in die Sardische Phase STILLES (1939) an der Wende vom Kambrium zum Ordovizium (entspricht zugleich etwa der Sandomirischen Phase). Die Prozesse in dieser Zeit sind nach ihrer Wirksamkeit außerhalb des Raumes der kaledonischen Orogenese als eigenes metamorphes-tektonisches Geschehen aufzufassen und nicht einfach dem letztgenannten, von STILLE ja auch für einen späteren Zeitabschnitt definierten kaledonischen Zyklus zuzuordnen, der – wie erwähnt – mit der Takonischen, altkaledonischen Phase um 440 Millionen Jahre einsetzt. Die Sardische Phase hingegen bedeutet nach ihrer regionalen Verbreitung eher den Abschluß des vorangehenden orogenetisch-metamorphosemäßigen Zyklus in der Zeit des ausgehenden Präkambriums mit Schwerpunkt vor etwa 620 Millionen Jahren (700 bis 600 Millionen Jahre), der ja eine Reihe lokaler Bezeichnungen erhalten hat, wie z. B. cadomische Orogenese M. BERTRAND 1921 (650 Millionen Jahre), assyntische H. STILLE 1944 (620 Millionen Jahre), armorikanische (650 bis 530 Millionen Jahre), baikalische, panafrikanische, katangische und Brasil-Orogenese etc.

Folgende Etappen der voralpidischen Entwicklung der Ostalpen lassen sich heute erfassen.

1 Präkambrische Daten. Die ältesten Hinweise auf thermische Ereignisse im Bereich der Ostalpen geben Altersdaten nach der U-Pb-Methode aus Zirkonen, die sich umgelagert in Paragneisen finden und Alterswerte von 2300 bis 2000 Millionen

Tab. 1: Der Einbau der voralpidischen orogenen Zyklen der Ostalpen in jene des europäischen Südstammes. Altersangaben in Mio. Jahren.

	VARISZISCHE INNENZONE (FRÜHSTADIUM) Moldanubikum bis Mittelostalpin	VARISZISCHE AUSSENZONE (SPÄTSTADIUM) Oberostalpin, Südalpin
PEN- TEVR.	2000–1000 Bretagne-Zyklus 2300–1500 Umlagerte Zirkone im Silvrettagneis	
CADOMISCH-ASSYNTISCHER ZYKLUS Sardische Phase	1. GEOSYNKLINALE J.PRÄKAMB. Kantabr. Grauwacke, Iber. Alcudien, Ollo Sapo-Porphyruid 700–540 WEND.-KAMB. Sedim. d. Silvretta, Ötztaler Alpen, Steinkogelschf. – Mittelostalpin	Vor O.ORDOV. Edukt d. oberostalpinen Kristallins KAMB.-U.ORDOV. Fleonsschichten in Karnia?
	2. OROGENESE U. METAMORPHOSE 600–550 WEND.-U.KAMB. Orthogneis Galizien (Span.) vor 550 vor M.KAMB. Armorikanische Faltung 540–530 M.KAMBRIUM Armorikan. Granulit 490 U.ORDOV Galizien (Span.) Granulit 475–470 Tief-ORDOV. Moldanub. Granulit nach 500 U.ORDOV. Silvretta Orogenese u. Eklogit-Metamorphose	≈ 500 Wende KAMBRIUM/ORDOV. Sardische Orogenese und Metamorphose im oberostalpinen Kristallin
	3. SYN- BIS POSTOROGENE GRANITOIDE 500–420 ORDOV.-SILUR Saure Intrusiva u. Effusiva Ötztal, Schober, Gleinalm etc. 427 Tief-SILUR Fluella-Granit, Silvretta	445 O.ORDOV. Blasseneckporphyroid Grauwackenzone
	4. MOLASSE 490 U.ORDOV. Diskord. Quarzite, Kongl. Zentraliberia	440 O.ORDOV. Polsterquarzit Grauwackenzzone, Himmelberger Quarzit Karnia
VARISZISCHER ZYKLUS	1. GEOSYKLINALE ORDOV.-DEVON Eugeosynkl. mit Spilit: Armorikanisches Gebirge, Bunte Serie Moldanub. – fossilführend, Bunte vulkanosed. Serie Mittelostalpin: Gleinalm: Speik-Rappolt-Almhaus-Serie Niedere Tauern: Wölz-Bretstein-Serie	ORDOVIC-U.KARBON Seichtwasser-; später Becken-, Schwellen-, Plattform-Fazies Karnia, Graz, Grauwackenzone

VARISZISCHER ZYKLUS	<p>2. OROGENESE u. METAMORPHOSE  420–375 O.SILUR-M.DEVON Innerarmorik. Orogenese u. Metamorph.  385–350 U.-O.DEVON Innerarmorik. Anatektite  Altvarisz. Schlingentektonik im Mittelostalpin-W  Um 350 VISÉ Metam. im Mittelostalpin</p>	<p>Tief-O.KARB. Hochwipfelflysch Karnia, Nötsch, Karawanken  O.KARB. Deckenbau in Karnischen Alpen,  Tektonik in der Grauwackenzone</p>
	<p>3. SPÄTOROGENE SAURE MAGMATITE  360–345 O.DEVON-TOURNAI Innerarmorikanische Granite  375–280 O.DEVON-U.PERM Moldanub. Granite  340 Ob. U.Karb. Grobgranit Semmering  296–236 O.KARBON-M.PERM Tauernzentralgranit  290–260 O.KARBON-U.PERM Alte Periadriat. Granitoide  260–243 O.PERM Pegmatite Ostalpin</p>	<p>315–280 WESTF.-STEPH. Außenarmorikanische Granite  295–270 O.KARBON-PERM Zentraliberische Granite  ≈260 M.PERM Quarzporphyr Südalpen</p>
	<p>4. MOLASSE  O.VISÉ Transgression Vogesen  O.KARB.-U.PERM Varisz. Molasse am Böhmischem Kristallin unter der alpinen Molasse und bei Zöbing</p>	<p>WESTF.(A–D)-PERM Kongl. u. Sst. der U. Grauwackend., Gurktaler Decke-W  STEPHAN-U.PERM Griffener Schichten in Gurktaler Decke-SE  PERM Prebichlschi. O. Grauwackendecke  STEPHAN Auernigsschichten Karnia  -PERM Rattendorfer, Grödener Schichten in Karnia  M.STEPHAN Molasse Montagne Noire</p>

Jahre sowie 1700 bis 1500 Millionen Jahre erhalten haben (B. GRAUERT et al., 1973, S. 119). Vergleichswerte aus den Schweizer Alpen erwähnen P. NUNES et al. (1974) und H. BÖGEL et al. (1984, S. 95).

2. Das Alter der sedimentär-vulkanogenen Bildungen des assyntisch-sardischen Zyklus. Eine Reihe von Daten über die Bildungsalter des Ausgangsmaterials von Para- und Orthogesteinen des Mittelostalpins weisen besonders auf den Zeitraum des Vendiums (670 bis 590 Millionen Jahre) und Kambriums (590 bis 505 Millionen Jahre). Dabei scheint das aus Grauwacken und Sandsteinen bestehende sedimentäre Ausgangsmaterial besonders im Zeitraum von 700 bis 540 Millionen Jahre abgesetzt worden sein, wie entsprechende Rb/Sr-Daten an den Steinkogelschiefern des Kellerjochgneisuzuges nördlich vom Tauernfenster (M. SATIR & G. MORTEANI, 1979, S. 25) belegen oder Werte der Paraserien der Silvretta mit 550 Millionen Jahre (B. GRAUERT, 1969). W. FRANK et al. (1983, S. 266) leiten aus dem Rb/Sr- und Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>-Verhältnis der Paragneise des Koralm-Kristallins ebenfalls ein jungproterozoisches bis kambrisches Sedimentalter ab, sogar bis 800 Millionen Jahre zurückgreifend – Abb. 14.



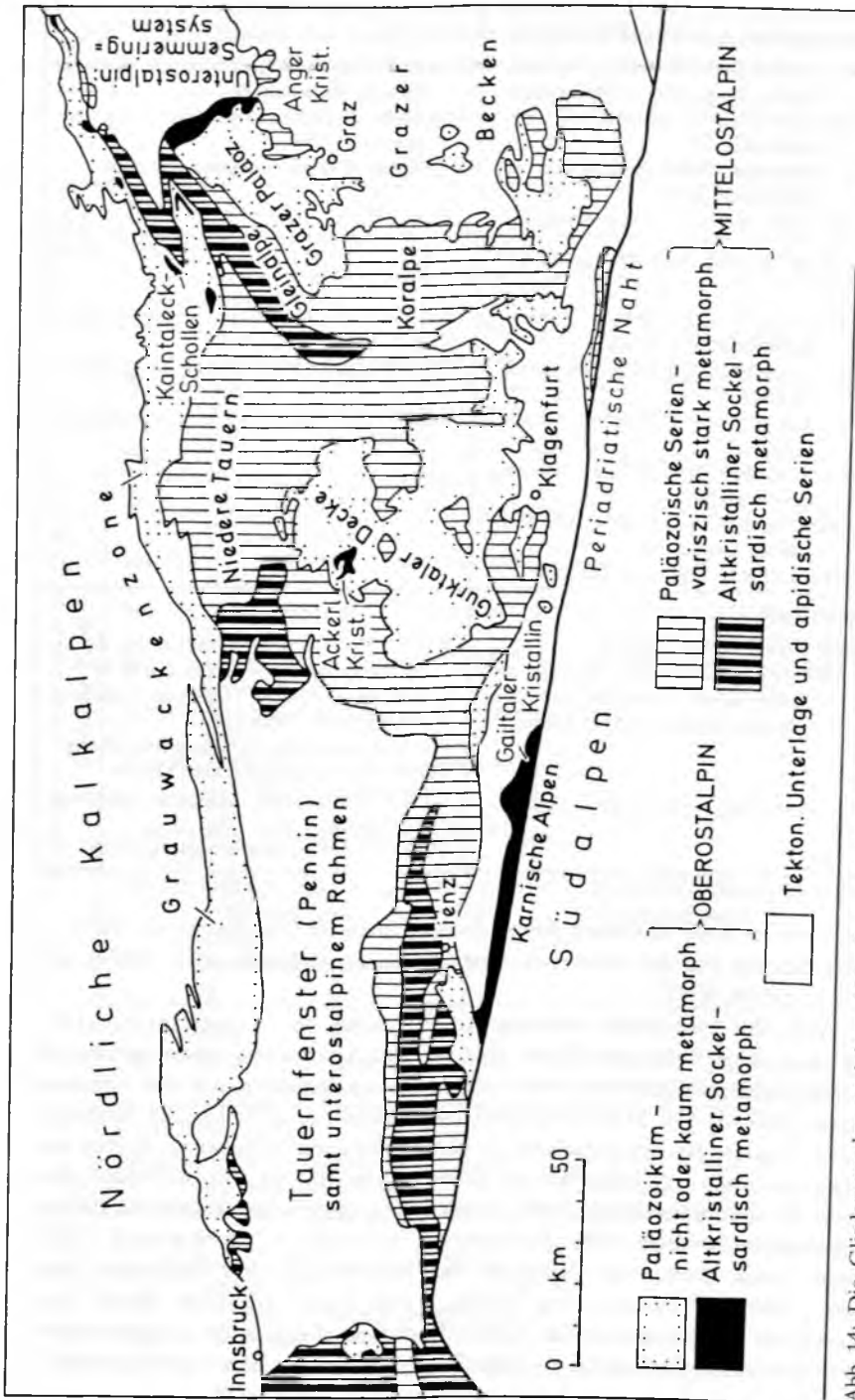


Abb. 14: Die Gliederung des östlichen Kristallins; vgl. W. Frisch et al. (1984, Abb. 1). Der Großteil des mittelostalpinen Kristallins, besonders östlich vom Tauernfenster, stellt ein durch die variszische Orogenese metamorph gewordenes Altpaläozoikum dar. Proterozoisches bis kambrisches Material steckt in den Para- und Orthogneisen von Silvretta, Ötztal und Ortler, den Steinkogelschiefern, auch in den Schladminger Tauern etc. Dieser ältere Anteil ist – ebenso wie das nur spärlich erhaltene oberostalpine Kristallin – bereits von der sardischen Orogenese und Metamorphose („kaledonisches Ereignis“ der früheren Autoren) erfaßt worden.

Hangend davon stellt sich im Mittelostalpin westlich, südlich und östlich des Tauernfensters ein eigenartiger saurer Orthogneis, eng von Amphibolit-Lagen durchsetzt, ein. W. FRANK et al. (1976, S. 195 und später) haben diesen Orthogneistypus von der Gleinalm mit  $518 \pm 45$  Millionen Jahre, also Oberkambrium, datiert. Man sieht darin – ebenso wie in dem lithologisch ähnlichen Dobragneis des Moldanubikums im Waldviertel – eine primäre Abfolge von basaltischen und dazitischen Tufflagen. Der Augengneis darüber wird in der Gleinalm von H. HERITSCH & TH. TEICH (1976) bzw. TH. TEICH (1978) als metamorphe Quarzporphyroide gedeutet, altersmäßig dem gut eingestuften, oberordovizischen Blasseneckporphyroid des Oberostalpins vergleichbar. Viele der Augengneiszüge des Mittelostalpins werden heute in dieser Weise gedeutet. Allerdings haben H. HEINISCH & K. SCHMIDT (1982) darauf aufmerksam gemacht, daß ja zwei altersmäßig nahe Horizonte weithin über Mittel- und Südwesteuropa verbreitet bekannt sind, in denen Ignimbrite auftreten: Neben dem oberordovizischen noch ein Komplex im Kambrium oder Jungproterozoikum, dem die oberkambrischen Vulkanite von Böhmen, der Ollo de Sapo in Nordspanien, Prophyroide Sardinien etc. angehören.

3. Die Sardische Orogenese. Am deutlichsten ist die sardische Orogenese an ihren Auswirkungen wie Metamorphose und syn- bis spätorogener Plutonismus/Vulkanismus im Oberostalpin und im südalpinen Raum in den Karnischen Alpen zu erfassen, also in Regionen, in denen das kaum metamorphe, ab Oberordovic fossilführende Paläozoikum einem metamorphen Sockel transgressiv aufliegt. Am Beispiel der Grauwackenzone haben A. DAURER & H. SCHÖNLAUB (1978, S. 80) einen relativ ungestörten Verband der Norischen Decke mittels ihres Basalkonglomerates, des Kalwanger Gneiskonglomerates, auf den unterlagernden Kristallinspänen vom Typus Kaintaleck festgestellt. Den Beweis für die primäre Auflagerung in diesem Raum hat jüngst F. NEUBAUER (1985, S. 50) erbracht. Damit aber ist nun endlich klargestellt, warum die vorige Generation kambrische Fossilien in den Ostalpen stets vergeblich gesucht hat, wie O. KÜHN immer betonte. Die älteren Serien einschließlich des Kambriums sind metamorph geworden in einer Phase, die ungefähr an der Wende Kambrium/Ordovic oder vielleicht auch noch innerhalb des tiefen Ordovic gewirkt hat. Einen zweiten, unabhängigen Hinweis auf dieses Ereignis geben uns die zahlreichen Metamorphose- und Magmatit-Alter von rund 500 Millionen Jahren, die auch über die Ostalpen hinaus in weiten Teilen Mittel- und Südwesteuropas anzutreffen sind. Schwierig hingegen ist es, auch die damit verbundenen Strukturen einer Orogenese in diesem polymetamorphen Komplex zu erfassen.

Die noch an die Ostalpen heranreichenden südalpinen Phyllite sind jüngst durch Acritarchen gerade noch als kambrisch (unterkambrisch bis event. frühordovicisch) datiert worden (F. SASSI, A. DEL MORO et al., 1984; F. SASSI, R. KALVACHEVA et al., 1984), sodaß sie zufolge des Fehlens einer Metamorphose im späteren Altpaläozoikum ihre Metamorphose ebenfalls dieser Sardischen Phase verdanken.

Es ist daher jüngst in Mitteleuropa bei manchen Autoren modern geworden, dieses fälschlich als „altkaledonisches Ereignis“ bezeichnete Geschehen bloß auf Ausdünnung und Dehnung der kontinentalen Kruste über einem System von „Spreading-Zonen“ zurückzuführen (K. SCHMIDT, 1976, S. 394; 1977, S. 130; H. FLÜGEL, 1977 a, S. 661; H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1982, S. 234 ff. u. a.). Nach der straff gere-

gelten Gneis- oder Granulitstruktur der metamorphen Produkte dieser Phase hat man aber sicherlich mit den gewohnten Prozessen einer Orogenese zu rechnen. Allerdings ist es nicht die in unserem europäischen Raum aus der variszischen und alpidischen Ära bekannte Kontinent-Kontinent-Kollision mit den hunderte Kilometer weit transportierten Decken im Gefolge. Vielmehr ist zu dieser Zeit auf Grund der weiten Entfernung der Europäischen und Afrikanischen Platte mit einer Subduktion von ozeanischer Kruste unter den europäischen Kontinent zu rechnen, sodaß wie im andinen Typus magmatische Prozesse im Vordergrund stehen, die tektonische Beanspruchung der kontinentalen Kruste hingegen zurücktritt.

Als Beispiele von Datierungen dieser Vorgänge im zentralalpinen Kristallin seien erwähnt: Altersbestimmungen der Metamorphose ergaben an Gneisen der Schweizer Alpen und der Cenerizone der Westalpen vielfach 500 Millionen Jahre (H. BÖGEL et al., 1979, S. 96), am Paragneis des Pustertales  $497 \pm 38$  Millionen Jahre (BORSI et al., 1973, S. 560), an der Eklogit-faziellen Metamorphose des Silvretta-Kristallins Werte zwischen 500 und 418 Millionen Jahre (Bd. I, S. 411 f.) und entsprechende Strukturen. Aus dem benachbarten außeralpinen Bereich Österreichs seien vergleichsweise die Granulite des Moldanubikums in Erinnerung gerufen mit ihren Alterswerten um 475 bis 470 Millionen Jahre (vgl. F. KOSSMATS „Böhmische Phase“ von 1936). Zusammenstellungen der Altersdaten haben H. SCHÖNLAUB (1979, Abb. 15, Tab. 2), W. FRISCH et al. (1984, Abb. 2) u. a. vorgelegt.

Als spät-orogene Migmatite und Granitoide dieses Zyklus seien aus den Ötztal Alpen Migmatite mit 465 Millionen Jahre (F. SÖLLNER & K. SCHMIDT, 1981, S. 188) und Plutonite mit 485 bis 415 Millionen Jahre (Bd. I, S. 376) angeführt. Alterswerte dieses Magmatismus auch außerhalb der Alpen sind in weiten Teilen Europas vom Ordovicium zwischen 450 bis 430 Millionen Jahre erbracht worden (Zusammenstellung H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1982, S. 212). Andererseits fällt in diese späte Phase auch die Bildung der Ignimbritdecke des Blasseneckporphyr(oids) und seiner Äquivalente mit einem Alter von 445 Millionen Jahren.

4. Der variszische Sedimentationszyklus umfaßt in den Ostalpen den beträchtlichen Zeitraum vom Ordovic bis Unterkarbon, da ja die am NW-Rand Europas wirksame kaledonische Orogenese nicht mehr bis hier herüber reicht. Die Serienabfolge ist im kaum bis schwach metamorphen Paläozoikum des Oberostalpins und der Südalpen durch die gut erhaltene Fossilführung leicht erfaßbar und wurde im Band I eingehend dargelegt. Als zusammenfassende Kurzcharakteristik dieser Serie ergibt sich (H. FLÜGEL, 1977, Abb. 2) folgendes: Das Ordovic umfaßt eine feinklastische siltig-pelitische Flachwasserablagerung mit Einschaltung mächtiger basischer Effusiva und dem erwähnten oberordovizischen Porphyroid, im Silur nimmt die Einschaltung von Karbonaten in der klastischen Entwicklung zu, karbonatreiche Hochzonen wechseln mit Zonen feinklastischer Sedimente. Im Devon bilden sich breite Karbonatplattformen mit Riffkalken im mittleren Abschnitt. Ein klarer Umschlag ergibt sich im Oberdevon zu einer pelagischen Kalkfazies in einem Tiefwassertrog, die bis in das Unterkarbon anhält – vom Grazer Paläozoikum bis in die Karnischen Alpen. Ab Oberkarbon stellt sich in den Südalpen Flysch ein, mit ozeanischen Vulkaniten verbunden. Ab dem Westfal D schließlich setzt mit wechselnder, abschnittsweise jüngerer Transgressionsbasis die Molasse diskordant über dem variszischen Deckenbau auf. Die

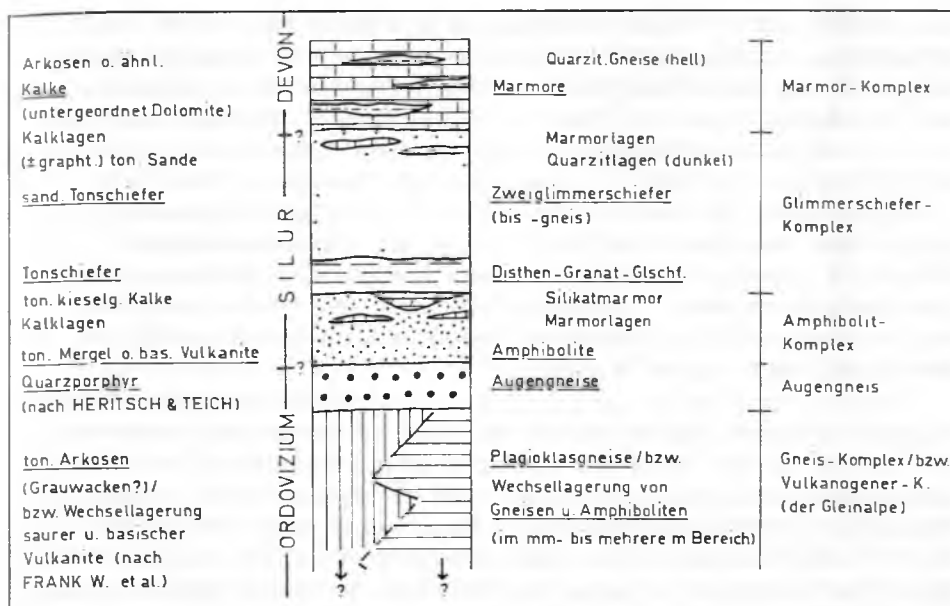


Abb. 15: Schematisches Säulenprofil durch das StubaipeinKristallin mit lithostratigraphischer Einordnung; nach L. P. BECKER (1977, Abb. 3).

regionalen Variationen in den Schichtfolgen sind vielfältig, auch spezifische Gesteinstypen, Vulkanite, Kieselschiefer etc. stellen sich in verschiedenen Niveaus ein (Zusammenstellung bei H. SCHÖNLAUB, 1979, Abb. 12 etc.).

Erst in jüngerer Zeit ist es gelungen, auch in den metamorphen Serien des Mittelostalpins und der Böhmisohen Masse die entsprechenden paläozoischen Serien vom Ordovic bis Devon zu erfassen. In den Niederen Tauern hatte ja z. B. K. METZ seit langem den Wölzer Glimmerschieferserien und den Bretsteinmarmoren altpaläozoisches Materialalter zugeschrieben. Die Arbeitsgruppe „Sausalpe“ hatte bei ihrer Kartierung eine Seriengliederung herausgearbeitet, in der sich analoge paläozoische Serien, allerdings in metamorpher Gestalt, durch Schuppung mehrfach wiederholt, erkennen ließen (W. FRITSCH, 1962, Abb. 1; N. WEISSBACH, 1975, Abb. 1 – s. Bd. I, S. 249 ff.). In der Folge wurde diese Gliederung auch in der Bunten Serie im Gebiet des Gleinalpen-Stubaipein-Zuges erkannt (L. P. BECKER, 1977, Abb. 3; 1981, Abb. 4; F. NEUBAUER in H. FLÜGEL et al., 1984, S. 61 ff. usf.) – Abb. 15.

Die vom Verfasser 1977 (Bd. I, S. 293) vorgenommene Parallisierung dieser metamorphen altpaläozoischen Serien mit jenen der Niederen Tauern wurde von L. BECKER (1981, S. 15 f.) des näheren bestätigt und im Detail belegt. Im Gleinalpenzug aber paßt übrigens das allgemeine Schema nicht perfekt, da dort der Augengneiszug, in dem man vorwiegend metamorphe oberordovicische saure Effusive vermutet, im Liegenden des ja sonst meist in das (tiefere bis) mittlere Ordovic gestellten Amphibolitkomplexes mit seinen metamorphen basischen Gesteinsmassen auftritt. Drei Lösungen stehen vorderhand hierfür zur Auswahl: 1. Der metamorphe Quarzporphyr hat doch im Sinne

von H. SCHÖNLAUB (1979) oder H. HEINISCH & K. SCHMIDT (1982, S. 232 f.) hier so wie in bestimmten anderen Regionen kambrisches Alter. 2. Der auflagernde Amphibolitkomplex hat im wesentlichen silurisches Alter. 3. Die Basis des Amphibolitkomplexes mit Ozeanbodensplittern – in Form von Serpentiniten bei Kraubath, aber auch bei Hohentauern und am Hochgrößen in den Niederen Tauern (A. EL AGEED et al., 1979; E. STUMPFL et al., 1981) – ist überschoben (W. FRISCH et al., 1984, S. 53).

Vergleichsweise sei daran erinnert, daß die in lithologischer Hinsicht in vielem vergleichbare „Bunte Serie“ des Moldanubikums mit ihren Glimmerschiefern, Amphiboliten und Marmoren in neuerer Zeit durch Fossilien wie Chitinozoen, Acritarchen und Gefäßpflanzenresten – entgegen S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB (1980, S. 12, Abb. 5: „Kambrium“) – als Silur-Devon erkannt ist (D. ANDRUSOV & O. ČORNÁ, 1976; B. PACLTOVÁ, 1981 – vgl. Bd. II, S. 637).

5. Die variszische Orogenese lief in den Ostalpen in mehreren Phasen im Zuge des Karbons ab. Aus der Position der Alpen im Südstamm des variszischen Orogens (Bd. II, Abb. 267) ist ein südvergenter Deckenbau zu erwarten, wobei die Bewegungen gegen außen, gegen Süden hin – etwa im Vergleich zu den Verhältnissen in Südfrankreich, der Montagne Noire etc. – jünger werden sollten. Die großen altvariszischen Deckenbewegungen dieses Südstammes haben wir ja am Beispiel der weiträumigen Überschiebungen im Inneren des Moldanubikums, also der Innenzone, kennengelernt (Bd. II, S. 644 ff.). Bedeutende tektonische Strukturen aus der Zeit des variszischen Orogens stecken im mittelostalpinen Stockwerk, z. B. in der Schlingentektonik der Ötztaler Alpen und der Silvretta (Bd. I, S. 359, 389, 414) oder in der vielfachen Materialwiederholung durch Schuppentektonik im Bereich von Saualpe und Koralpe (Bd. I, S. 265 f.).

Durch die Erkenntnis des hohen Grades der noch gute Teile des Mittelostalpins – besonders auch im Osten – erfassenden alpidischen Metamorphose (W. MORAUF ab 1979; W. FRANK ab 1981, vgl. S. 104) erscheint heute die Frage nach dem Alter mancher Strukturen in neuem Licht. Es muß die bisher häufig für variszisch erachtete große, über 50 km weite, nordvergente, durch eine Reihe von Fenstern belegte Überschiebung des Koralm-Kristallins über das Stubalpen-Kristallin, also der Koriden über die Muriden (bei der der Verfasser zwischen alpidisch – 1971 d, S. 994 – und jungvariszisch – Bd. I, S. 265 f. – geschwankt hat) wieder einmal neu überdacht werden: Trotz des Fehlens jeglicher Reste von Mesozoikum an dieser Überschiebungsfäche spricht bei der tektonisch zu fordernden Südvergenz einer variszischen Bewegung in diesem Raum die klare Nordvergenz dieser Deckenbewegung eher für alpidische Gestaltung (W. FRANK et al., 1983). Aber auch die Vergenzrichtungen der Falten-, Schuppen- und Deckenstrukturen in den übrigen paläozoischen und kristallinen Gesteinskomplexen einschließlich des Oberostalpins, von der Grauwackenzone angefangen bis zum Südalpin der Karnischen Alpen, müssen im Hinblick auf variszisches oder alpidisches Alter neu überprüft werden.

Der bisher weitverbreitete Glaube von einer beherrschenden variszischen Nordvergenz in den Zentralalpen ist aus historischen Gründen leicht verständlich. Galt doch unter dem Einfluß von R. SCHWINNER und anderen Vertretern der Grazer Schule das – besonders von ihnen studierte – Paläozoikum und Kristallin der Zentralalpen stets als alpidisch gering bewegt, sodaß aus diesem Blickwinkel die nordvergenten Strukturen

in diesem Raum meist für alt, für variszisch, gehalten wurden: Werden doch das Grazer Paläozoikum und die Grauwackenzone bis heute unter ebendiesem Gesichtspunkt betrachtet, daß die alpidische Tektonik nur einen Ausbau gleichartig gerichteter variszischer Tektonik darstellt, während in Wahrheit dieser Raum in der herzynischen Ära einen Teil des südvergenten Südstammes des großen variszischen Gebirgsbogens bildete, hingegen in der alpidischen Ära dem nordvergenten Nordstamm des mediterranen Kettengebirges angehört hat. Gerade heute, nach Kenntnis der gewaltigen, konträr gerichteten Deckenbewegungen in Österreich in der Zeit der beiden orogenen Zyklen (Gföhler Decke 300 km variszisch südostbewegt, Ostalpin-Decken bis fast 200 km alpidisch nordbewegt) verliert diese alte, noch nachwirkende Vorstellung eines einfachen alpidischen gleichsinnigen Weiterbaues schon vorhandener variszischer Strukturen jegliche Wahrscheinlichkeit, da sie der großtektonischen Gestaltung des Raumes im Grundsätzlichen widerspricht.

Im Raum der Ostalpin wird die variszische Beanspruchung des Abschnittes nördlich der Periadriatischen Linie von Norden nach Süden jünger: 1. Im mittelostalpinen Kristallin weist die Metamorphose mit Werten um 350 Millionen Jahre (360 bis 300 Millionen Jahre) auf die altvariszische Bretonische Phase hin (H. FLÜGEL, 1977, S. 667). 2. Südlich davon folgte nach der Lage unter der Front des oberostalpinen Paläozoikums die Veitscher Decke (mit der man wohl mit Recht das fazielle Äquivalent, die allseits isolierte – H. SCHÖNLAUB, 1984 – Nötscher Karbonscholle, als eine vielleicht primär in Nachbarschaft über dem Südrand des mittelostalpinen Kristallins abgelagerte Visé-Serie in Beziehung bringt). Im Hangenden des Visé treten hier nach einer Lücke im Namur – Sudetische Phase – die ersten postorogenen Serien auf: In der Veitscher Decke der Grauwackenzone transgrediert die variszische Molasse bereits mit dem Westfal A bis C (Bd. I, S. 506 f.), über dem NW-Teil der Gurktaler Decke im Bereich der Stangalm mit Westfal D (Bd. I, S. 433), weiter im Südosten und Süden im Raum Griffen, Magdalensberg etc. (Bd. I, S. 434 ff.) mit Stephan oder Unterperm (vgl. H. FLÜGEL, 1978 b, Tab. S. 173; L. RATSCHBACHER, 1984 a, S. 449). In diesem oberostalpinen Raum kommt demnach der Sudetischen bis Asturischen Phase das Hauptgewicht zu. In den Karnischen Alpen und Südkarawanken allerdings läßt sich das Flyschstadium mit einem zeitlichen Umfang vom tiefen Namur bis Westfal B erfassen und zeigt den Einsatz der Umstellung von ruhigen Geosynklijal-Verhältnissen zu kräftigen Krustenbewegungen ab der Basis des Oberkarbon an. Die variszische Hauptorogenese erfolgte aber auch hier im hohen Westfal, vor der Auernig-Transgression an der Basis des Stephan (Bd. II, S. 261, 289) – Abb. 16, 17.

Ganz so eindeutig allerdings, wie häufig geschildert, ist das Wandern der Bewegung gegen Süden, verfolgbar am Jüngerwerden der Molasse, nicht: Das zeigen etwa die unterpermische Molasse von Zöbing über dem Moldanubikum, die verschiedenen Reste von Jungpaläozoikum im Molasseuntergrund der Nordalpen, darunter der außerordentlich mächtige Steinkohlenflöze führende Karbonopermtrog im Schweizer Alpenvorland, der nun unter der Trias erbohrt wurde, aber auch die permische Prebichschicht-Transgression im Eisenerzer Raum über der Norischen Decke der Grauwackenzone, die allesamt eine Vielfalt in das theoretische Schema bringen. Von Interesse ist auch das Auftreten und Wandern des spätorogenen variszischen Plutonismus in diesem Raum: Dieser spätvariszische syn- bis postorogene Magmatismus



Abb. 16: Konglomerate und Sandsteine der variszischen Molasse in Form der oberstkarbonen (stephanischen) Auernigschichten in den Karnischen Alpen.

äußert sich in allen Regionen im Zeitraum von (Oberdevon-)Karbon bis maximal in das obere Perm in vielfacher Weise: In der Böhmisches Masse dringt auch im österreichischen Abschnitt der Südböhmische Pluton mit vielen Einzelschüben in der Zeit vom Oberdevon bis zum untersten Perm (375 bis 280 Millionen Jahre) auf. In der weit im Süden anschließenden Zone des Pennins entstehen die Tauern-Zentralgranitoide zwischen Oberkarbon und Mittelperm (296 bis 236 Millionen Jahre), der Grobgranit des unterostalpinen Semmeringsystems weist Oberes Unterkarbon-Alter auf (340 Millionen Jahre). Pegmatite im Mittelostalpin haben ein oberpermisches Alter (260 bis 243 Millionen Jahre), die alten Granitoide im Periadriatischen Bogen reichen vom Oberkarbon bis ins Unterperm (290 bis 260 Millionen Jahre), in dem am weitesten im Süden gelegenen südalpinen Raum dringt der Quarzporphyr im oberen Unterperm schubweise als Ignimbrit an die Oberfläche (um 260 Millionen Jahre). Ein Jüngerwerden des sauren Magmatits von der innersten Zone des variszischen Süd Stammes (Moldanubikum ab Oberdevon) bis zum Außenraum (Südalpen: Oberes Unterperm) ist in großen Zügen gegeben.

6. Die ursprüngliche Anordnung der variszischen Sedimentationszonen ist bisher noch nicht einhellig und zufriedenstellend geklärt. Zwar kann durch die heute im einzelnen erkannte Abwicklung der alpidischen Decken der Endzustand nach der variszischen Ära unschwer rekonstruiert werden, aber die nicht unbedeutenden deckenförmigen Umgruppierungen durch die variszische Orogenese selbst sind noch nicht hinreichend analysiert. Es werden zwar immer wieder Versuche unternom-



Abb. 17: Die über dem variszisch gefalteten Untergrund in den Karnischen Alpen auflagernde oberstkarbone bis permische Serie leitet bereits den alpidischen Sedimentzyklus ein. Beispiel des unterpermischen Trogkofel-Riffkalkes vom Trogkofel (Photo E. CLAR).

men, durch einfaches Zusammenfügen der „passenden“ Faziesstücke des Paläozoikums diese Ausgangssituation zu rekonstruieren (zuletzt H. FLÜGEL 1977, S. 668; 1980 a, S. 30; H. SCHÖNLAUB, 1979, S. 101; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984 – vgl. Abb. 19). Gerade aber die Erfahrung der Rekurrenz der Hallstätter Beckenfazies in den Kalkalpen oder die gegen NE gerichtete rasche fazielle Abwandlung von der Seichtwasserplattform zum Becken im zusammenhängenden Paläozoikum der Karnischen Alpen muß uns warnen, derartige Rekonstruktionen auf die Fazies allein ohne entsprechende Berücksichtigung des alpidischen und variszischen Deckenbaues abzustellen, wie zuletzt durch H. SCHÖNLAUB (1979, Abb. 75) bzw. S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB (1980, S. 10, Abb. 3) geschehen: Gegen eine alpidische Verfrachtung der Grauwackenzone über die Gurktaler Decke etwa im Sinne der letztgenannten Autoren spricht eine Reihe von alpidischen Merkmalen eindeutig: So ist die Licische Fazies in Mittelkärnten vom Grifener-Grödener-Schichtkomplex angefangen (G. NIEDERMAYR et al., 1978) bis über die Trias hinaus ganz zweifellos dem südalpinen Mesozoikum in etlichen lithologischen Zügen, dem Auftreten der Vulkanite, den Faunen-Aspekten u. a. (Bd. I, S. 624 ff.) enger benachbart als etwa die Fazies der Nördlichen Kalkalpen. Dadurch aber ist auch die endvariszische Ausgangssituation im oberostalpinen Paläozoikum festgelegt, da die nördlicher beheimateten Kalkalpen auf der Grauwackenzone transgredieren, während die Licische Fazies über Gurktaler Decke und dem Paläozoikum des Drauzuges aufricht. Zusätzlich zeigt der Drauzug keinerlei Anzeichen einer Überschiebung durch den gesamten mächtigen Stapel von Grauwackenzone samt Kalkalpen, weder nach Meta-



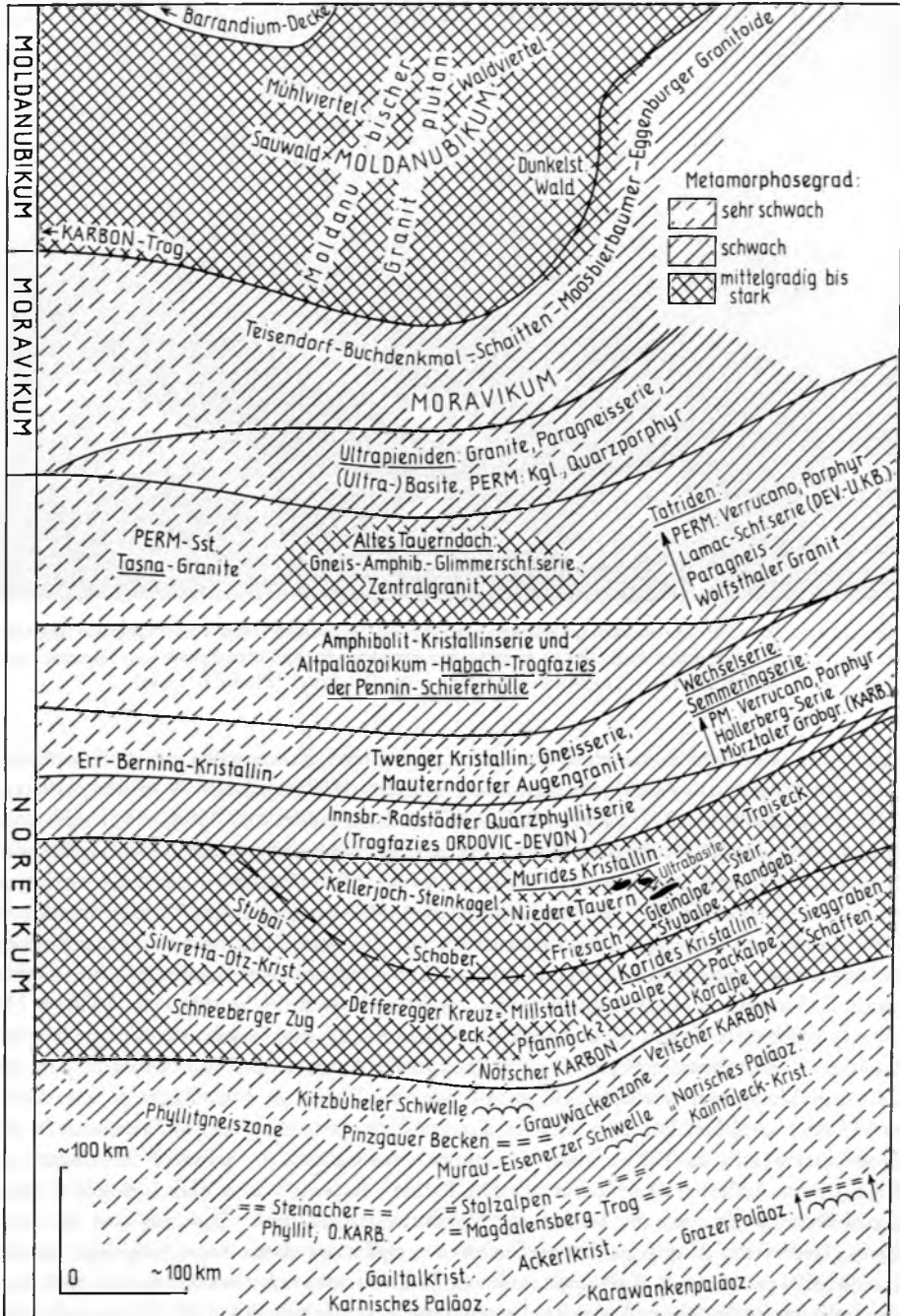


Abb. 18: Paläogeographische Skizze von Österreich und seinen Grenzgebieten zu Ende der variszischen Orogenese. Zonen stärkerer und schwächerer variszischer Metamorphose wechseln ab.

morphose (die in der Kalkalpenbasis schon höhere Werte annimmt), noch nach Faltenbaustil. Im Drauzug reicht der Lavanter Flysch ja noch bis in das Oberalpb empor (Bd. I, S. 623), keine Anzeichen einer solchen bedeutenden, hierfür erforderlichen Verenkung und Auflasteinwirkung zeigend.

Ohne hier ausführlich auf die Einzelheiten der Begründung der Rekonstruktion des endvariszischen Zustandes der Ostalpen samt Vorland eingehen zu können, sei an Hand von Abb.18 eine Vorstellung von der Paläogeographie der Einheiten nach der variszischen Orogenese zu Ende des Jungpaläozoikums gegeben. Wir sehen auf dieser Darstellung den Wechsel von stark metamorphen Kristallzonen (Moldanubikum, Tauern-Dachgesteine, Twenger Kristallin, Muriden-Koriden-Gesellschaft) mit solchen schwächerer Umprägung (Moravikum, Habachserie, Innsbruck-Radstädter Quarzphyllit-Serie, nachmaliges oberostalpin es Paläozoikum sowie Karnia und Südkarawanken) – vgl. auch Abb.1 bei H. FLÜGEL 1978 a. Man erkennt bei dem hier vorgestellten Bild ein breites variszisches Deckenland mit komplexer, schwer durchschaubarer mehrphasiger Tektonik und Metamorphose im Nord- und Mittelteil und mit einer im künftigen Oberostalpin und Südalpin gegen Süden hin abnehmenden, nur schwach metamorphen variszischen Beanspruchung. Im nachmaligen Oberostalpin sind schräg gegen ENE ziehende Schwellen mit kalkreicher Entwicklung gegenüber dazwischengeschalteten schieferreichen Trögen spürbar (H. FLÜGEL, 1977, S. 662 f.). Das Grazer Paläozoikum nimmt eine gewisse Sonderstellung ein und scheint weit aus dem Südosten ableitbar (vgl. auch Abb. 19).

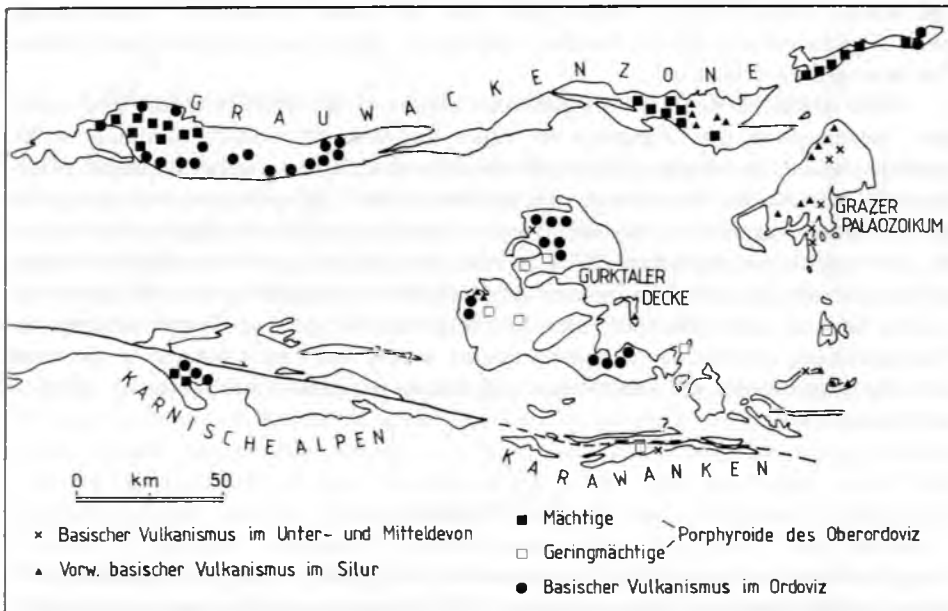


Abb. 19: Die räumliche und zeitliche Variabilität des paläozoischen Vulkanismus im Oberostalpin; nach F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK (1984, Abb. 9). Die Eigenständigkeit des Grazer Paläozoikums fällt sogar bei ausschließlicher Betrachtung dieses Faktors auf.

Wie sehr in diesem Nord- und Mittelteil des Variszikums mehrphasiges orogenes Geschehen im Spiel ist, zeigt gut die alpidisch nicht mehr beanspruchte Böhmisches Masse, bei der von Nordwesten gegen Südosten die nicht metamorphe Barrandium-Decke die katazonal metamorphe Gföhler Decke überlagert, diese wiederum die mesozonalen altvariszisch metamorphen und überschobenen Drosendorfer Teildecken (Bunte und Monotone Serie) und diese schließlich jungvariszisch das Moravikum mit seinen schwach metamorphen, fossilführenden Teilen überwältigt haben! Und im mittleren Sektor dieses voralpidischen Arrangements von Abb. 18 kann man auch nicht einfach mit einer verschieden tief erodierten Deckenserie rechnen, deren tiefe Anteile jeweils die höher metamorphen Streifen darstellen und deren weniger beeinflusster Rücken die schwach umgeprägten Zonen repräsentiert, da ja vielfach sowohl in den schwach metamorphen Streifen (z. B. Radstädter Quarzphyllitzone) als auch in den stark metamorph geprägten Zonen (z. B. Mittelostalpin), die gesamten alpaläozoischen Serien vertreten sind, also nicht nur der höhere und tiefere Anteil einer Decke!

Reste von vorvariszischer ozeanischer Kruste sind in Form der oben erwähnten Ultramafite von Kraubath etc. und Hochgrößen an der Basis der amphibolitreichen Speikserie (Bd. I, S. 220) sowie in der Plankogelserie der Saualpen im Mittelostalpin vorhanden. Da sie heute über kontinentaler Kruste liegen, werden sie wohl im Zuge des variszischen Deckenbaues verschleppt worden sein. Hinweise auf einen von H. FLÜGEL (1978 a, Abb. 1) im Bereich des ultrahelvetisch-pienidischen Raumes postulierten variszischen Ozeanboden liegen hingegen nicht vor (während in der alpidischen Geosynklinale in dieser Zone bzw. der damit verbundenen alpin-karpatischen Flyschzone ein breiter Streifen ozeanischer Kruste aus allgemein-geologischen Überlegungen zu fordern ist).

In den tektonisch tieferen voralpidischen Einheiten ist durch die zusätzliche alpidische Metamorphose die Deutung noch weiter erschwert, da vielfach voralpidische Altersdaten fehlen: So könnte z. B. das Wechselkristallin den vorvariszisch (sardisch) metamorph gewordenen Sockel zum darüber sedimentär auflagernden alpaläozoischen Wechselschiefer darstellen, oder aber Wechselkristallin und Wechselschiefer sind gleich alt und variszisch überschoben (Bd. I, S. 166). Das gleiche gilt vom amphibolitreichen Altkristallin der penninischen Unteren Schieferhülle im Liegenden der Habachserie.

Hier ist noch viel Arbeit an Altersdatierung und vor allem an Vergenzanalysen im Zusammenhang mit solcher Altersdatierung zu leisten, um feste Konturen in die heute nur sehr vagen Bilder der variszischen und älteren orogenen Geschichte der Ostalpen zu bringen.

### 3. Literatur

- A. EL AGEED et al., 1979; D. ANDRUSOV & O. ČORNÁ, 1970; L. P. BECKER, 1977, 1981; L. P. BECKER & G. KLEINSCHMIDT, 1982; H. BÖGEL, G. MORTEANI et al., 1979; S. BORSI et al., 1973; E. CLAR, 1971, 1976; A. DAURER & H. SCHÖNLAUB, 1978; F. EDER, 1983; H. FLÜGEL, 1964, 1970, 1975 b, 1976, 1977 a, 1978 a, b, 1980 a, b, 1981 a, b; H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984; W. FRANK, 1983; W. FRANK et al., 1976, 1981, 1983;

W. FRANKE, 1984; W. FRISCH et al., 1984; W. FRITSCH, 1962; B. GRAUERT, 1969; B. GRAUERT et al., 1973; H. HEINISCH, 1981; H. HEINISCH & K. SCHMIDT, 1982, 1984; H. HERITSCH & TH. TEICH, 1976; G. HOINKES & M. THÖNI, 1983; E. JÄGER, 1977; G. JUNG, 1982; H. MARTIN & F. KOSSMAT, 1927, 1931; CH. MILLER & W. FRANK, 1983; W. MORAU, 1980, 1981, 1983; F. NEUBAUER, 1985; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; G. NIEDERMAYR, R. SEEMANN & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR, 1978; E. NIGGLI, 1977; P. NUNES & H. STEIGER, 1974; H. OWEN, 1983; B. PAČTOVÁ, 1981; A. RAU & M. TONGIORGI, 1981; L. RATSCHBACHER, 1984 a; F. SASSI et al., 1984; F. SASSI, R. KALVACHEVA et al., 1984; F. SASSI, A. DEL MORO et al., 1984; M. SATIR & G. MORTEANI, 1979; S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB, 1979: s. u. H. SCHÖNLAUB, 1979; S. SCHARBERT & H. SCHÖNLAUB, 1980; K. SCHMIDT, 1976, 1977; H. SCHÖNLAUB, 1979, 1985; U. SCOTESE et al., 1979; A. G. SMITH, 1981; A. G. SMITH et al., 1981; F. SÖLLNER & K. SCHMIDT, 1981; H. STILLE, 1924; 1935; E. STUMPFL & A. EL AGEED, 1981; TH. TEICH, 1978; M. THÖNI, 1980 a, b, 1981, 1982, 1983; A. TOLLMANN, 1963 a, 1971 d, 1977 c, 1980 f, 1982 a, b, 1985, 1986 b; G. B. VAL, 1974; A. M. ZIEGLER et al., 1979.

## D DIE EINBINDUNG DER OSTALPEN IN DEN ALPEN KARPATEN BOGEN

### 1. Die Ostalpen als Teil des mediterranen Nordstammes

Die Ostalpen bilden einen Ausschnitt aus dem Nordstamm des mediterranen Kettengebirges (Abb. 20), der vom Rifbogen in Spanien über die Betische Kordillere, die Westalpen, Ostalpen, die Karpaten, den Balkan und die Pontischen Ketten gegen Osten weiterzieht. Vom Südstamm dieses Gebirgssystems am Mittelmeer, zu dem Atlas, Apennin, Südalpen, Dinariden, Helleniden und Taurus gehören, reichen nur geringe Anteile in den Karnischen Alpen und Südkarawanken nach Österreich herüber.

Dieses alpine Gebirgssystem bringt in großartiger Weise das Grundprinzip der Gestaltung der irdischen Kruste in Zonen extremer Einengung bei gegeneinander driftenden Platten kontinentaler Kruste zum Ausdruck: Das Prinzip des weitgespannten, intensiven Deckenbaues, bei dem die tieferen, mobileren Teile der Kruste in die Tiefe abgepreßt werden und als „Gebirgswurzel“ in geophysikalischem Sinn aufscheinen, während die rigidere Außenhaut in überdimensionalen Schuppen – den Decken – übereinandergehäuft wird. Fünf große Deckensysteme mit insgesamt mehr als einem Dutzend bedeutender Decken liegen in den Ostalpen aufgetürmt übereinander geschoben und sind später durch weitere Einengungsphasen als Ganzes zu einem Deckengewölbe geformt worden. Durch die folgende Erosion ist nun ein zwiebelchalenartiger Bau zum Vorschein gekommen.