

seerinnen mit entsprechenden Turbiditserien (Roßfeldschichten) durch die Auswirkung der Subduktion im Untergrund ein (A. TOLLMANN, 1978 b, S. 317). Im Laufe der Oberkreide erfaßt dann das Absacken über subduziertem Untergrund große nördliche Teile des kalkalpinen Areals, sodaß der Boden des Gosautroges in der höheren Oberkreide und im Alttertiär auf weiten Strecken unter die Kompensationstiefe zu liegen kommt. Die frühere Auffassung von der Existenz einzelner, kleiner Gosaubecken in dieser Region ist zufolge der über den ganzen Großraum reichenden durchgehenden Schüttungsrichtung und Fazieszonengliederung im Paläozän vom Riffsaum aus Kambühelkalk im Süden weg zugunsten eines einheitlichen, abgesenkten Großraumes gewichen, von dem – besonders durch die nachgosauische tektonische Zerstückelung und Einsenkung – nur einzelne Teile („Becken“) erhalten geblieben sind.

Die zusammenhängende Flyschbildung in der südlich vom Ultrahelvetikum folgenden Tiefseerinne setzt mit dem Alb ein und hält bis zur Trockenlegung zu Ende des Eozäns an. Da die Subduktionsfront hier schräg zu den alten Fazieszonen verlief (Bd. II, Abb. 181), entsteht der hierher gehörige Rhenodanubische Flysch im Westen über nordpenninischem Untergrund, im Osten aber bereits über südultrahelvetischem Sockel. Mit der Flyschbildung wird der Umschlag vom geosynklinalen zum orogenen Stadium angezeigt.

## F DIE ALPIDISCHE OROGENESE

### 1. Der plattentektonische Mechanismus

Der Alpenbogen repräsentiert auch im Weltmaßstab wohl das komplexeste, komplizierteste orogene System, das in einem vielphasigen Prozeß der Kreide- und Tertiärzeit in der Einengungszone zwischen den kollidierenden Platten Afrika und Eurasien geformt worden ist. Überblick über den großtektonischen Bau in Karte und Profil geben Abb. 1 und 4 in Band I dieser „Geologie von Österreich“

Die Komplexität geht zum ersten auf eine ebenso vielfältige Entwicklungsgeschichte der Kruste in der vorangegangenen geosynklinalen Phase zurück, in der eine Vielzahl verschieden mächtiger und faziell vielgestaltiger Sedimentzonen entstanden war, die dann bei der Gebirgsbildung naturgemäß materialabhängig verschieden reagiert haben. Der gewaltige Deckenbau aber ist bedingt durch die enorme Pressung, die dort auftritt, wo nicht Ozeanplatte unter die steife, dicke Kontinentalplatte absinkend subduziert wird, sondern wo bei Kontinent/Kontinent-Kollision mächtige und starre kontinentale Krustenplatten mit hoher Bewegungsintensität gegeneinander prallen. In unserem speziellen Fall des mediterranen Gebirgssystems kam noch hinzu, daß im Ostmediterraneanraum ein in wechselndem Maß isolierter, selbstständiger, langgestreckter, später in Teile zerfallender Zwischenkontinent (Kreios – A. TOLL-

MANN, 1978 b, S. 341) zwischen der Eurasiatischen und Afrikanischen Platte zwischen-geschaltet lag, der unter dem Druck der Großplatten beidseitig an den Rändern ausgehoben und zusammengeschopt worden ist. Kreios, nicht Afrika, ist die Oberplatte in diesem Subduktions-System. Europa und Afrika werden im Laufe der Entwicklung beide zu Unterplatten, die am Nord- und Südrand von Kreios abtauchen. Auf diese Art entsteht das (seit L. KOBER, 1911, S. 68; 1912 a, erkannte) System des zweiseitig gebauten Orogens, des bipolaren Systems mit beiderseits gegen „außen“ hin, gegen die abtauchenden Vorland-Schollen, ausgeschobenen Gebirgsstreifen. Bei dieser gewaltigen Zerquetschung von Kreios fahren demnach dessen Ränder unter Zersplitterung in Einzeldecken über die Vorlandplatten, dabei die jeweiligen „Zentraliden“-Decken bildend (im Norden das ostalpine Deckensystem, im Süden die großen zentralen Dinari-den-Helleniden-Ferndecken), dann, nach Überwältigung und Verschluckung der nördlichen und südlichen Ozeanbodenstreifen, die Kreios begleitet haben (Pennin im Norden, dinarische Ophiolith-Radiolarit-Zone im Süden), splittern auch die Ränder der Vorlandplatten deckenförmig ab und werden als Metamorphiden (Pennin) und Externiden (Helvetikum) unter dem Ostalpin gegen außen hin mitgenommen.

Die für das Verständnis der Gesamtthethys wichtige Wirksamkeit der voralpidischen, obertriadisch-jurassischen indosinischen („altkimmerischen“) Orogenese im Bereich des Nordastes dieses Meeres kann für unseren Abschnitt außer Betracht bleiben, da sich ihre Auswirkungen im wesentlichen auf den asiatisch-osteuropäischen Raum beschränken.

Wie bereits V UHLIG zu Beginn des Jahrhunderts am Beispiel der Ostalpen erkannt hatte, greift die orogene Bewegung von innen gegen außen vor, werden durch die Verlagerung der Subduktionsfront gegen das Vorland hin immer weitere Randzonen in den Prozeß der Orogenese, der Deckenbildung, einbezogen, zunächst der Vortiefenstreifen, der sich als Flyschtrog im nordpenninisch-südhelvetischen Raum mit dem Einsetzen der orogenen Bewegungen entwickelt hatte, dann der helvetische Schelf selbst, zuletzt noch der innere Teil der jüngsten Randtiefe, der Molasse, die bereits den Schutt des werdenden Orogens empfangen hatte, aber zuletzt auch noch in die Deckentektonik involviert worden war – wie deutlich das Beispiel der Waschbergzone zeigt.

## 2. Das Ausmaß der Einengung und die Geschwindigkeit des Deckentransportes

All diese Prozesse sind in den Ostalpen, die einen kleinen Abschnitt des nordvergenten Nordstammes des mediterran-mesogäischen Kettengebirges bilden, von österreichischen Forschern schon lange vor Einzug des Konzeptes der Plattentektonik an den alpinen Strukturen – ebenso wie ihre zeitliche Einstufung – abgelesen worden (vgl. S. 30 ff.). In visionärer Schau hat in erster Linie L. KOBER diese grandiosen Prinzipien des Deckenbaues als Ereignisse in kosmisch-geologischer Dimension erfaßt und hat seit 1912 a, b, besonders in seinen Büchern von 1923 („Bau und Entstehung der Alpen“), 1938 und 1955, immer weitere Leitlinien dieser komplexen Struktur herausgearbeitet. Es ist bezeichnend für das Ausmaß der Umgestaltung dieses

Orogens, daß die noch vor wenigen Jahrzehnten von der Fachwelt meist als „ultra-nappistisch“ abgetanen Vorstellungen von L. KOBER von den inzwischen erzielten Forschungsergebnissen noch weit in den Schatten gestellt werden: Während L. KOBER noch im Jahre 1955 (S. 13, 316, 342) für die heute rund 150 km breiten Alpen nach „Abwicklung“ des Deckenbaues keine größeren Ausgangsbeträge der Geosynklinale als 270 km für die Westalpen und 300 km für die Ostalpen anzunehmen wagte, mußte R. TRÜMPY 1958 (S. 88) bereits mit 500 bis 800 km, der Verfasser 1963 a (S. 183) mit mindestens 600 km allein für den Nordstamm der Ostalpen rechnen, für dessen abgewinkelte Breite heute rund 1000 km veranschlagt werden müssen (Bd. I, S. 4 f.).

Die häufig gehörte Prognose von außeralpinen Fachkollegen aus den sechziger Jahren: „Je mehr Details aus den Alpen bekannt werden, desto mehr werden diese phantastischen Vorstellungen von einem derartigen Deckenbau verschwinden“, ist durch die Praxis der nun mit exakten Methoden arbeitenden Forschung der letzten Jahrzehnte nicht nur widerlegt worden, sondern die Situation hat sich ins Gegenteil verkehrt. Mit jedem weiteren Jahr der Forschung „wächst“ die erzwungene Breite des Ausgangsareals der Gebirgsbildung, kommen weitere Decken zum ohnehin bereits hochkomplexen Gebäude hinzu. So ist etwa seit der Ausgliederung des Mittelostalpins, durch dessen Schubweite von 185 km eine erste bedeutende Verbreiterung der Geosynklinale erforderlich geworden war, eine lange Liste weiterer gleichsinniger Entdeckungen hinzukommen (vgl. A. TOLLMANN 1978 b, S. 297 ff.), aus der die markantesten Daten auf Tab. 3 zusammengestellt sind, die das beständige „Breitenwachstum“ der Rekonstruktion der alpidischen Geosynklinale anzeigt.

In welcher Art, mit welchem Tempo ist nun ein derart grandioser Deckenbau entstanden? Das Geschehen lief vielphasig ab. Zeiten stärkerer Einengung, revolutionärer Gestaltung mit geologisch gesehen rascher Entstehung von Deckensystemen, wechselten mit Phasen ruhigerer Entwicklung. Das ist aus zahlreichen Fakten abzulesen, sehr schön etwa an der lange anhaltenden oligozän-ältestmiozänen Augensteinlandschaft als Zeugnis tektonischer Ruhe, die dann im Aquitan durch orogenetische Bewegungen rasch und gründlich zerstört worden ist (S. 190), oder an der über lange Zeiträume hindurch ruhigen Entwicklung der Gosauablagerungen, die nur an bestimmten Schnitten intragosauische Ereignisse sekundärer Natur ankünden. Deutlich wird das phasenweise Geschehen auch an der völlig diskordanten Auflagerung der Gosaubasis im Coniac über einem soeben entstandenen kompletten kalkalpinen Deckenbau, in dessen nördlichen Elementen noch eine durchlaufende Sedimentserie bis ins Turon erhalten ist, sodaß kalkalpine Deckenbildung und Gosautransgression an der Grenze Turon/Coniac ein auffällig kurzfristiges, rasch ablaufendes Ereignis im Gegensatz zur davorliegenden Sedimentationsperiode darstellen.

Versuche, die Geschwindigkeit des Deckenschubes innerhalb dieses phasenhaften Geschehens zu ermitteln, haben in den Ostalpen Beträge von etwa 1,5 cm pro Jahr für die großen Transversaldecken ergeben (A. TOLLMANN, 1972 b, S. 968); ähnliche Beträge wurden damals von D. ANDRUSOV für die Karpatendecken, von R. TRÜMPY für die schweizerischen Decken ermittelt. Diese aus der Einengung errechneten Beträge können größenordnungsmäßig stimmen, da man bei dem komplexen Deckensystem in den Alpen mit rund einem Dutzend gleichzeitig bewegter, zusam-

Tab. 3: Historische Übersicht über das schrittweise Anwachsen der Breite der alpidischen Geosynklinale in unserer Vorstellung. Die zusätzlich erfaßten Schubweiten tragen zur Berechnung der Gesamtbreite der Geosynklinale nur mit Teilbeträgen bei.

Datum	Entdeckung	Zusätzliche wahrsch. Schubweite
1959 A. TOLLMANN	Abgliederung des Mittelostalpins	185 km
1961 A. TOLLMANN	Fünf Decken in „schlichter“ penninischer Schieferhülle erfaßt.	120 km
1962 E. KRISTAN-T. & A. TOLLM.	Mürzalpendecke über dem Tirolikum erfaßt.	20 km
1963 A. TOLLMANN	Gurktaler Decke in 2 Teildecken aufgegliedert (bestätigt 1982 v. GOSEN, 1984 v. NEUBAUER et al.).	60 km
1971 CH. EXNER	Storzdecke (pennin. Alte-Dach-Decke) erfaßt (jüngst bis SW Gmünd verfolgt).	25 km
1973 P. FAUPL	Buchdenkmalgranit = Moravischer Kristallin-Schürfling.	40 km
1975 P. FAUPL	Kaumberger Trog im Wienerwald erfordert nach distaler Fazies 80–100 km urspr. Breite.	90 km
1975 A. TOLLMANN	Ozcanbodenreste deuten auf subduzierten Ozean unter Glocknerdecke im Tauernfenster.	80 km
1975 A. TOLLMANN	Zwei penninische Zentralgneis-Faltendecken statt „parautochthone Kerne“ im Tauernfenster (bestätigt durch Maltastollen, EXNER, 1982).	40 km
1975 A. TOLLMANN	Kalkalpen nicht aus Rücken der Gurktaler Decke ableitbar, da dort Licische Fazies.	60 km
1977 A. TOLLMANN	Böhmische Masse reicht nach durchgepausten Brüchen nach Satellitenbildern unverdaut unter alpinen Decken bis zur Grauwackenzone.	65 km
1978 A. TOLLMANN	Wechseldecke als neue, tiefunterostalpine Decke an Hand von acht Fenstern abgegliedert.	50 km
1979 ÖMV AG	Bohrung Berndorf/Triesting trifft Flysch 15 km hinter Kalkalpenfront und Molasse 34 km hinter Flyschfront.	34 km
1980 F. NEUBAUER	Ackerldecke im Kärntner Oberostalpin erfaßt.	35 km
1981 ÖMV AG	Bohrung Zistersdorf ÜT erfaßt Molasse unter Flysch im Wiener Becken-Untergrund.	30 km
1981 A. TOLLMANN	Malmgleittektonik im gesamten Juvavikum verringert SPENGLERS Abwicklungswerte.	– 40 km
1983 W. FRANK	Koriden über Muriden alpidisch (?) nordvergent überfaltet.	50 km
1983 ÖMV AG	Seismik in Tirol bringt Abtauchen der Jungschichten-Unterlage der Kalkalpen noch unter Ötztal-Kristallin.	50 km
1984 G. WYSSLING	Hohenemser Decke unter Säntisdecke im Vorarlberger Helvetikum aufgestellt.	30 km
1987 A. TOLLMANN	Friesacher Decke unter der Murauer Decke	35 km

mengestauter Decken und daher mit einer Größenordnung von rund zwei Dezimeter Einengung pro Jahr rechnen müßte. Und dieser Betrag stimmt wiederum mit dem Ausmaß an Subduktion an den rezenten großen Subduktionsrändern im Westen der Pazifischen Platte überein. Entscheidend höhere Geschwindigkeiten allerdings sind bei Gleittransporten von Schollen oder auch Decken anzunehmen, denen ja alle Möglichkeiten von kriechender Bewegung über Schlipfe bis zur raschen Abfahrt auf geneigtem Meeresboden zur Verfügung stehen. Hier ist es in den Ostalpen noch nicht gelungen, solche ja erst jüngst mit Sicherheit in der Hallstätter Zone erfaßten Großgleitvorgänge geschwindigkeitsmäßig zu fixieren.

### 3. Die orogenen alpidischen Phasen

Die Gebirgsbildung ist demnach in der Ostalpenregion phasenhaft abgelaufen. Die Hauptphasen der Gestaltung während des geosynklinalen und orogenen Stadiums stehen in unmittelbarem Zusammenhang mit der Bewegung der angrenzenden Großkontinente Laurasia und Gondwana. Während die Geosynklinalbildung in Perm und Trias auf eine scherenförmige Öffnung des Mittelmeerraumes unter Krustenausdünnung zurückgeht, steht die Öffnung der quer bzw. schräg dazu angelegten penninischen Tröge mit ozeanischer Kruste ab dem Lias in direktem Zusammenhang mit der gleichzeitig parallel dazu erfolgten Öffnung eines mittleren Atlantik-Stückes, beides bedingt durch das östliche Abdriften von Afrika gegenüber Europa entlang der Iberisch-Maghrebinischen Transform-Störung mit ihrem linksgerichteten Seitenverschiebungssinn (vgl. Abb. 25).

Durch die Öffnung des Südatlantiks aber ab der mittleren Kreidezeit kehrt sich der Bewegungssinn um. Durch den Beginn der Öffnung dieses Ozeans im Süden schwenkt nun Afrika unter leicht rotationeller Bewegung zurück gegen Europa, die Einengung des Alpenraumes unter Subduktion des penninischen Ozeans und unter Deckenbildung auch im Ostalpin bewirkend.

Die nächste große Phasengruppe stellte sich mit dem Eozän ein, als sich der Nordatlantik zwischen Grönland und Europa öffnete und damit wiederum Europa schräg an Afrika gepreßt wurde. Auch diese Ära ab der Pyrenäischen Phase bedeutet wiederum weitere Einengung des alpinen Raumes, nun unter Subduktion der nächstfolgenden Zonen, also der Rhenodanubischen Flyschzone und des Helvetikums über dem nördlichen Ozeanbodenstreifen und ausgedünnter kontinentaler Kruste des Schelfs.

Die Ursachen für das mit Gewißheit vorhandene phasenweise Geschehen im Zuge der großen Subduktions- und Transversal-Schubbewegungen sind nur bedingt verständlich. Wir können zwar den Wechsel in der Geschwindigkeit der Plattenbewegungen der Erde an dem wechselndem Ausmaß des Zuwachses der Ozeankruste auf den zugeordneten Ozeanböden erkennen, wir wissen auch aus den paläomagnetischen Kurven von Afrika und Europa um ein kürzerfristiges Schwanken in Annäherung und wieder Entfernung dieser beiden Kontinente, aber für stärkere phasenhafte Bewegungen wird wohl noch zusätzlich das Prinzip der Speicherung und Auslösung von Spannungen mitwirken.

Eine eingehende Analyse über Einsetzen und phasenhafte Wirkung der Orogenese in den Ostalpen liegt in der Studie über die alpidischen Gebirgsbildungsphasen in einem eigenen Heft der „Geotektonischen Forschungen“, Nr. 21, vom Verfasser (1966 a) vor. Im Anschluß daran haben sich mit dieser phasenweisen Ausgestaltung des Orogens R. OBERHAUSER (1968, 1973, 1978, 1980), S. PREY (1978) und P. FAUPL (1979 b) befaßt.

Die Existenz des phasenhaften Rhythmus in der Orogenese ist heute durch eine wachsende Zahl von Detailuntersuchungen gut gesichert. Wir wissen, daß diese phasenhaften Prozesse zwar nicht im Sinne von H. STILLE weltweit korrelierbar sind, daß aber im Sinne der Plattentektonik riesige Räume dann gleichem phasenhaftem Geschehen unterliegen, wenn sie etwa einem gleichzeitig von der Bewegung erfaßten Rand einer Großplatte angehören. Die noch zur Zeit STILLES von seinen Gegnern lange wiederholte gegenteilige Meinung, es gäbe keine Phasen mit wesentlich beschleunigtem Abrollen der Bewegungen, hat gerade wiederum durch den Nachweis von lückenlosen tiefoberkretazischen Profilen am Rücken der Lechtaldecke in den Bayerischen Alpen durch K. WEIDICH (1984 b) einen Vertreter gefunden, der aus dem dortigen Fehlen einer sedimentären Lücke zwischen Turon und Coniac auf die Nichtexistenz der vorgosauischen Mediterranen Phase – in der der Hauptdeckenbau der Kalkalpen entstanden ist – schloß. K. WEIDICH schließt dieser Überlegung gleich die Forderung an, auch alle übrigen Phasen der Erdgeschichte bzw. den Begriff der Phase an sich aufzugeben. Hierbei hat K. WEIDICH den durchaus unzutreffenden Schluß gezogen, daß eine Schichtlücke Bedingung für den Nachweis einer Phase sei – das war vielleicht die Meinung zur Zeit von H. STILLE. Wir wissen aber nun schon seit geraumer Zeit, daß phasenhafte orogene Prozesse vielfach auch unter Meeresbedeckung vor sich gehen und eben dann in jenem Fall, wo Partien einer Decke (wie im Beispiel Lechtaldecken-Stirnzone) nie von höheren Decken überschoben worden sind, bei submarinem Geschehen natürlich auch durchgehend Sedimente empfangen können. Wir haben ferner darauf aufmerksam gemacht (1976 a, S. 22), daß sich der Schwerpunkt der kalkalpinen Absenkung im Jura und besonders in der Kreide gegen Norden, gegen die voralpine Region hin, verlagert hat, sodaß dort trotz submariner phasenhafter orogener Prozesse selbstverständlich Sedimente am Rücken der freiliegenden Deckenabschnitte geradezu zu erwarten sind.

In der Serie der alpidischen Bewegungsphasen im Raum der Ostalpen müssen wir zwei genetisch durchaus verschiedene Perioden unterscheiden: Der erste Abschnitt in der Zeit vom Perm bis in die tiefste Kreide fällt in die Phase der Krustendehnung. In dieser Epoche des Riftings läuft die Öffnung der Geosynklinale phasenhaft ab, sodaß zu bestimmten Zeiten ein Aufreißen der Kruste, Schollenkipfung und damit verbunden gravitativ gesteuerte Brekzienbildung verstärkt auftritt. Die zweite Periode von der Unterkreide bis zur Gegenwart umfaßt die orogenen Bewegungsstöße im Gefolge der Subduktionsphasen – Tab. 4.

Die Subduktion und damit die orogenetische Einengung setzte – wie heute immer mehr anerkannt werden muß – im Untergrund des Ostalpins bereits in der Unterkreide ein. Erste Hinweise auf eine in der Zeit des Oberhauertive bis Barrême bereits kräftig wirksame Phase, die vom Verfasser (1963 a, S. 193) als Austroalpine Phase bezeichnet worden ist, lieferten die „orogenen“ Sedimente der Roßfeldschich-

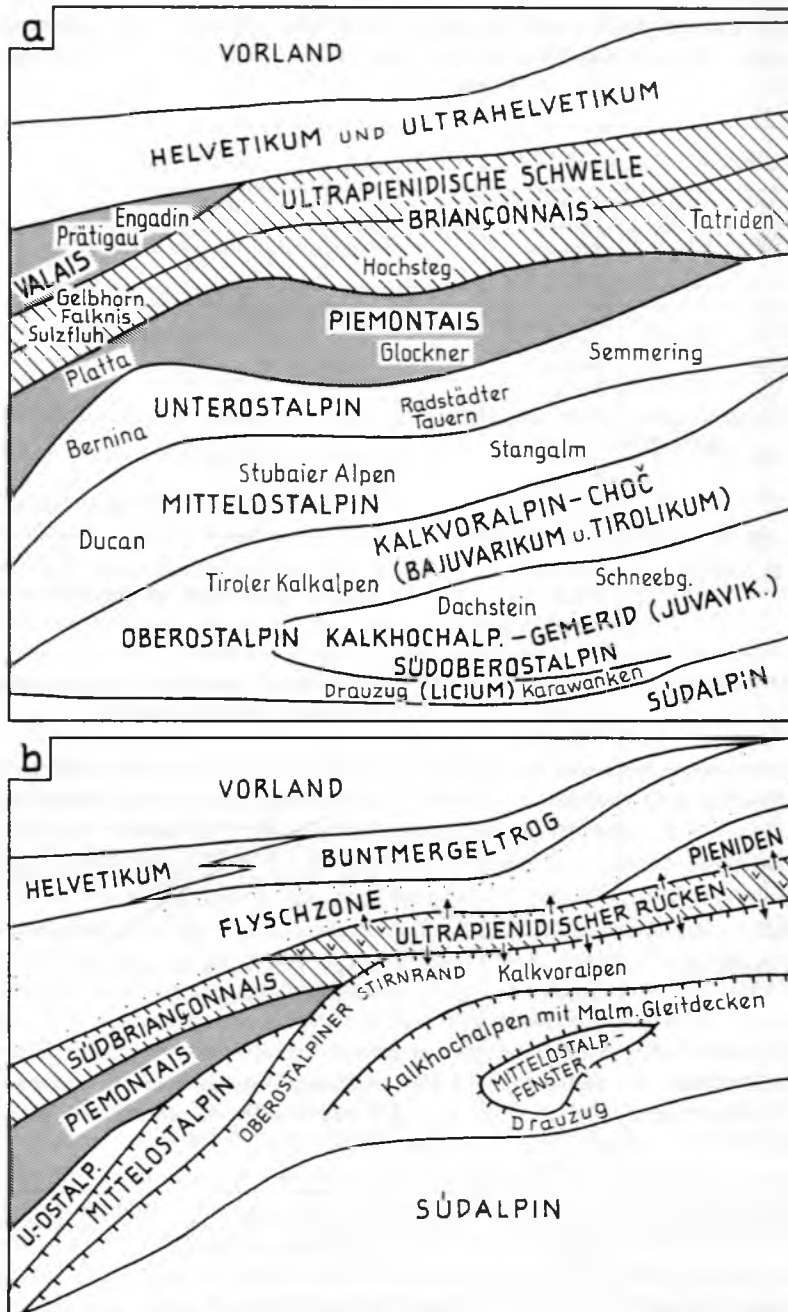


Abb. 28: Die Entwicklung des Deckenbaues in den Ostalpen während der Kreidezeit; nach A. TOLLMANN (1966 a, Abb. 3). In der Kreidezeit bleibt der Westteil des Ostalpins in den Ostalpen noch weit im Süden zurück; a) Ausgangszustand im Malm, b) Situation in der Oberkreide.

Tab. 4: Die geosynklinalen und orogenen alpidischen Phasen in den Ostalpen; nach A. TOLLMANN (1966 a, Tab. 1). Jede der Hauptphasen läßt wiederum Teilbewegungsstöße erkennen.

OROGENE PHASEN (Subduktion)	PHASE	ALTER	MIO. J.	BEDEUTUNG
	JÜNGSTALPIDISCHER ZYKLUS	Pliozän, Pannon, Sarmat	12	Diskordanzen im Sarmat und Pannon Kippung des Alpenvorlandes gegen E
	„MOLDAVISCHER PHASE“	Grenze Baden/ Sarmat	14	Lücke im Oberbaden (Rotalien-Zone) nur Regression
	STEIRISCHE PH.	Grenze Karpas/ Baden	17	Letzter Nachschub in Flysch- und Wasch- bergzone Basaldiskordanz des steirischen Badenien
	SAVISCHER PH.	Grenze Chatt/ Aquitain	23	Flyschdeckenschub, Gleitschollen in Molasse, Augensteinlandschaft tektonisch zerstört
	HELVETISCHE PH.	Grenze U./M.- Oligozän	33	In Ostalpen unwirksam (Deckenbildung im Schweizer Ultra-Helvetikum)
	PYRENÄISCHE PH.	Ober- eozän	40	Hauptumstellung der Externzonen: Trocken- legung u. Überschiebungsbeginn in Flyschzo- ne und Helvetikum, Neuanlage der Molasse- zone, kräftiger „nachgosausischer“ Nachschub der kalkalpinen Decken
	LARAMISCHE PH.	Grenze Maastr./ Paleozän	65	Lokale Lücken im Gosaubecken Geringe Bedeutung
	SUBHERZYNISCHER PH., bes. RESSEN PH.	Intragos., bes. U./O.- Campan	78	Kräftige Diskordanz in den Gosaubecken; Umstellung der Schüttungsrichtung, nun von Süden statt von Norden
	MEDITERRANE PH.	Hohes Turon	90	Hauptdeckenbildung und Deckenschub in den Kalk(vor)alpen
AUSTRISCHE PH.	Grenze Alb/ Cenoman	98	Transport der Deckensysteme des Ostalpins; kräftige Faltung und Diskordanzen in Kalkal- pen	
AUSTROALPINE PH.	Ober- Hauter., Barrême	125	Anlage und Transport der großen Deckensy- steme des Ostalpins; Roßfeld-Tiefseerinne in den Kalkalpen über Subduktionszone	



GEOSYNKLINALE PHASEN (Rifting)	JUNGKIMMERISCHE PH.	Malm	160	Gleitdeckenbau und Schuttstrombrekzien im Tief- und Hochjuvavikum und lokal in Kalkvoralpen ab Oxford-Radiolaritbecken bis ins Tiefneokom, Schwarzeckbrekzie der Zentralalpen
	MESOKIMMERISCHE PH.	Lias	195	Schollenkipfung mit Brekzienbildung (Brennkogel-, Türkenwand-, Tarntaler, Penkenbrekzie)
	ALTKIMMERISCHE PH.	Grenze Rhät/Lias	204	Rhätlücken im Mittelostalpin-W, Diskordanzen im Unterostalpin
	LABINISCHE PH.	Grenze Ladin/Karn	229	Karnischer Event in Sedimentation der Kalkalpen, Brekzien in Zentralalpen
	MONTENEGRISCHE PH.	Tiefanis	238	Richthofenkonglomerat der Südalpen
	PFÄLZISCHE PH.	Perm/Skyth	245	In Ostalpen unwirksam

ten dieses Zeitraumes in den Kalkalpen, die den Charakter einer Tiefseerinnen-Abtragung an einem tektonisch aktiven Beckenabhang aufweisen (P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979) – vgl. Bd. II, Abb. 47. In dieser Zeit war bereits auch auf Grund des Aussetzens der Sedimentation in der penninischen und den tieferen ostalpinen Einheiten im zentralen und östlichen Teil der Ostalpen die Subduktion des Pennins und der tieferen ostalpinen Elemente im Gange und steigerte sich weiter bis an die Wende Unter-/ Oberkreide, wo in der Austrischen Phase STILLES wiederum an der diskordanten Auflagerung z. T. grobdetritischer Serien des Cenomans über verschiedenem kalkalpinem Untergrund ein nächster kräftiger Bewegungsstoß abgelesen werden kann.

Lange Zeit ist von vielen Seiten kräftig an dieser Auffassung des frühen Einsetzens der Orogenese in den Ostalpen gezweifelt worden und wurde das Pennin des Tauernfensters als erst an der Wende Eozän/Oligozän überschoben angenommen (R. OBERHAUSER, 1964, S. 48, Abb. 2 u. a.). Heute sind durch eine große Zahl von radiometrischen Altersbestimmungen in verschieden hoher Position im ostalpinen Deckensystem kräftige Metamorphosewirkungen (in demnach bereits in Subduktion befindlichen Krustenteilen) aus dem Zeitraum von rund 120 bis 85 Millionen Jahren, also aus der Zeit vom Ende Barrême bis in das Santon bekannt – vgl. etwa M. THÖNI (1981 a, S. 155 f.; 1982, S. 29; 1983, S. 228 ff.) für die Zentralalpen, M. KRÁLIK (1982, 1983 a, b) für die Kalkalpen (hier vereinzelt bis 135 Millionen Jahre = Valendis). So wurde nun auf ganz anderem Wege die zunächst so lange bestrittene frühe Umstellung in das Orogenstadium bestätigt!

Ursache für diese vom Westen her kommende (CORNELIUS, CLAR, TRÜMPY, OBERHAUSER etc.) Fehleinschätzung war die ständig postulierte altersmäßige Gleichsetzung des Geschehens im Hauptabschnitt der Ostalpen und seinem ja viel später flexurartig nachgezogenem Westende, das im Prätigau sogar noch Nummuliten-Eozän überfährt. Der Vorschub des Ostalpins erfolgte in seiner Gesamtlänge nicht gleichzeitig, der Mittel- und Ostabschnitt sind wesentlich früher vorgeprescht – nach dem von D. ANDRUSOV scherzhaft als „Foxtrott-Tektonik“ bezeichneten bekannten Prinzip (Abb. 28).

In dieser unter- bis mittelkretazischen Ära waren demnach zunächst die großen Deckensysteme Unter-, Mittel- und Oberostalpin als Ganzes abgehoben und in Bewegung gesetzt und war ebenso die tektonische Gestaltung des bereits in den Subduktionsprozeß einbezogenen Pennins begonnen worden. Der interne Deckenbau im oberostalpinen Kalkalpensystem aber ist nachweislich später erfolgt: Die Schichtplatte der Kalkalpen muß zufolge eines gegen die Front der Decken hin aufsteigenden basalen Stirnzuschnittes als Ganzes geformt und transportiert worden sein, die Übereinanderstapelung der internen kalkalpinen Decken kann auf Grund des südgerichteten regelmäßigen Abstieges der Deckenbasen in immer tiefere Horizonte (A. TOLLMANN, 1971 b, Abb. 3) nur nach diesem ersten Schritt erfolgt sein (Abb. 29). Die Transgressionskonglomerate der basalen Gosau mit Komponenten aus den jeweils angrenzenden kalkalpinen Deckenrändern plombieren den in der Mediterranen, vorgosauischen Phase des Turon erfolgten Deckenbau. Cenoman hingegen, das lokal auch auf Faltenstrukturen übergreift, verschleißt noch keine Deckengrenzen.

In der Zeit der Gosau macht sich eine erste Herauswölbung der Zentralalpen mit Geröllschüttungen ab dem Campan bemerkbar, große Transversalbewegungen aber sind in dieser Zeit, auch an der Wende zum Tertiär (Laramische Phase), nicht nachweisbar.

Der dritte Haupttakt nach der mittelkretazischen und vorgosauischen Gebirgsbildung trat in den Ostalpen zur Zeit des Pyrenäischen Phasenzklus innerhalb und zu Ende des Obereozäns ein. Nun tritt die bedeutendste Umgestaltung der subalpinen Zonen ein: Flyschzone und Helvetikum/Ultrahelvetikum werden trockengelegt und ihre Subduktion bzw. Überschiebung an ihrem Südrand wird eingeleitet. Die Restgeosynklinale wird als Molassetrog gegen Norden hinaus verlagert, der ab dem Obereozän marine Sedimente empfängt. Die Einengung des penninisch-ostalpinen Deckenstapels schreitet in der Pyrenäischen Phase zu Ende des Eozäns weiter fort und äußert sich z. B. in der Nachbewegung von kalkalpinen Deckengrenzen, die lokal mäßig weit Gosasedimente (samt deren Alttertiäranteil) überfahren, ferner in der tiefen Einfaltung von Gosaubecken, schließlich bezeichnenderweise auch in den südvergenten Rückschuppungen der großen Einheiten auf der Südseite der Kalkalpen und auf der Nordseite des Tauernpennins (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 197 f.).

Durch die radiometrische Alterseinstufung der „Tauernkristallisation“ SANDERS mit rund 40 Millionen Jahren (Obereozän) – vgl. Bd. I, S. 34 – wird auch im Pennin dieser zweite große Subduktionsstoß zur Zeit der Pyrenäischen Phase nachgewiesen. Die erste alpidische Kristallisation hatte sich hier ja unter Hochdruckmetamorphose-Bedingungen während der kretazischen Subduktion vollzogen.

Unter den jüngeren tertiären Phasen wirkte sich die Savische Phase durch einigemale weitere Schuppungen innerhalb der Kalkalpen (Kaisergebirgs-Nordschuppung,

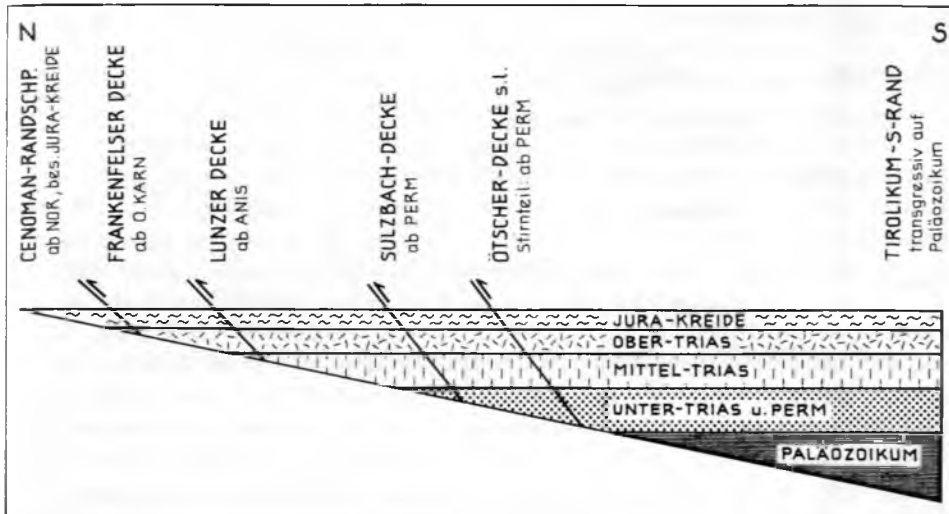


Abb. 29: Der basale Schrägzuschnitt und Transport der noch zusammenhängenden Kalkalpen-Platte muß nach dem Schichtumfang der einzelnen Decken gegen unten hin noch vor der Deckenteilung erfolgt sein; nach A. TOLLMANN (1971 b, Abb. 3).

Ennstal) aus, besonders aber durch erste Verfaltungen des Molasse-Südrandes. Die Steirische Phase an der Grenze Karpat/Baden machte sich nicht nur durch Diskordanzen in den Ostrandbecken (Wiener Becken bis Steirisches Becken) bemerkbar, sondern auch durch letzte Nachschübe an der Flysch-Molasse-Grenze, vor allem aber durch kräftige Überschiebungen am Nordrand von Flyschzone und Waschbergzone nördlich der Donau. Die noch späteren Phasen äußerten sich nur mehr in unbedeutenden Aufpressungen am ungefalteten Molasserand, an leichten Kippungen und Schollenbewegungen, an Bruchlinien und an Schichtlücken in den inneralpinen Tertiärbecken. In der Gegenwart dominiert die Vertikalbewegung mit Werten von 1 bis knapp 3 mm/Jahr, aber in wurzelnahen Regionen sind noch beträchtliche horizontale Spannungen meßbar und lösen sich besonders bei Eingriffen in das Gebirge aus.

Eine ausführliche Information über das phasenhafte Geschehen auch in den jüngeren Entwicklungsstufen der Ostalpen liefert die erwähnte Spezialstudie des Verfassers (1966 a).

#### 4. Deckenstrukturen, Schubweiten und Transportmechanismus

Die großtektonischen Strukturen, die während dieser alpidischen Orogenese in den Ostalpen entstanden sind (Bd. I, Abb. 4), sind in erster Linie Abscherungsdecken, die weithin dominieren. Liegende Faltendecken, die beim Schweizer Deckenbau bei weitem vorherrschen, sind in den Ostalpen in größerem Umfang nur bei den Zentralgneisdecken des Tauernpennins (Abb. 30) und im unterostalpinen System des Semmerings vorhanden. Unter den Abscherungsdecken herrschen in Österreich

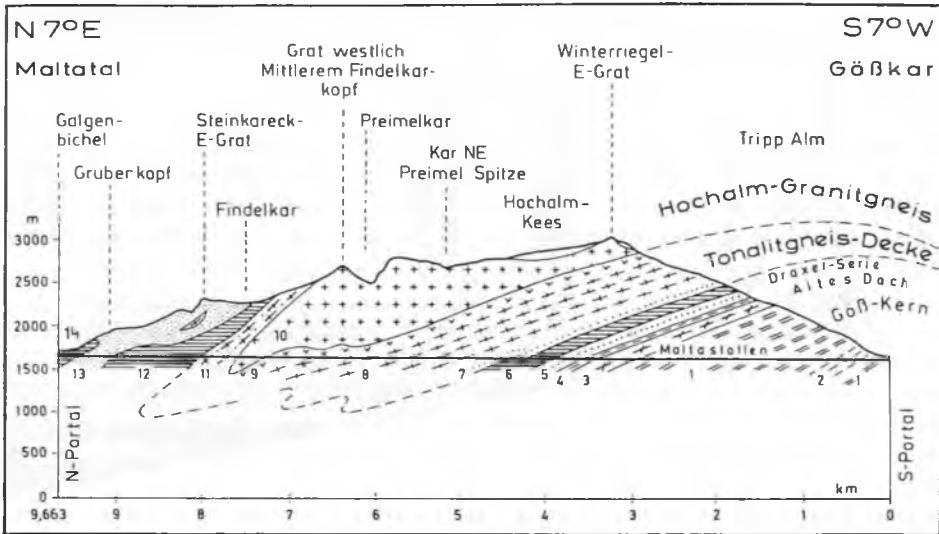


Abb. 30: Die Zentralgneisdecken des Penninikums in den Hohen Tauern stellen im Sinne des Autors (1975 c) nordvergente liegende Faltendecken alpidischen Alters dar. Beispiel der Faltendeckenstruktur der Gasteiner Decke im Abschnitt des Hochalmgneises auf Grund des Maltastollenprofils; nach CH. EXNER (1982, Abb. 2). Die Faltenform ergibt sich aus aufrechtem und liegendem Schenkel der Granit-/Tonalitgneisserie einerseits und der Wiederholung der metamorphen Bündnerschiefer im Hangenden (Findelkar) und Liegenden (Draxel-Serie). Erläuterung: 1 – Gran(odior)itgneis des Gößgrabens, 2 – Bändergneislagen, 3 – Amphibolite des Alten Daches, 4 – Bändergneis des Alten Daches, 5 – Aplitgneise und Migmatite dieser Einheit, 6 – Granatglimmerschiefer der Draxel-Serie (Bündnerschiefer?), 7 – leukokrater Granitgneis an der Basis der Gasteiner Decke, 8 – Tonalitgneis, 9 – Übergangsserie, 10 – Hochalm-Granitgneis, 11 – Tonalitgneis-Deckenstirnzone, 12 – Granatglimmerschiefer der Findelserie, 13 – Aplit- und Granitgneis der Randzone der Gasteiner Decke, 14 – Bändergneis und Glimmerschiefer der Findelserie.

wiederum bei weitem die Deckgebirgsdecken, bei denen die Sedimenthaut vom Kristallinsokkel abgetrennt und selbständig überschoben worden ist: Hierzu zählen z. B. das Deckensystem des Helvetikums und Ultrahelvetikums, die große, im Osten weiter untergeteilte Flyschdecke, das gesamte Oberostalpin – einerseits die Kalkalpen mit ihren Teildecken (Abb. 29), andererseits die großen Einheiten vorwiegend aus Paläozoikum in den Zentralalpen wie Gurktaler Decke, Grazer Paläozoikum, Steinacher Decke etc., ferner auch ein guter Teil der unterostalpinen Decken im Raum des Tauernfensters (während jene im Semmering Mischgebirgsdecken darstellen). Schließlich aber sind auch alle penninischen Schieferhülledecken dem Sedimentabscheringstypus zuzuordnen. Eine Sockeldecke par excellence hingegen stellt die riesige mittelostalpine kristalline Masse mit ihrer so geringmächtigen oder weithin fehlenden sedimentären Bedeckung dar. Das einzige weitere Beispiel für Sockeldecken in den Ostalpen liefern die penninischen Zentralgneisdecken.

Ausführlich wird das Thema der Strukturformen im alpinen Orogen im System der Deckgebirgsdecken am Beispiel der Nördlichen Kalkalpen zuletzt in einem eigenen Band vom Verfasser (1973 b) behandelt.

Die so verschiedenartige Ausbildung von Sockel- oder Sedimentdecken geht bereits auf die Gestaltung der Kruste in der Geosynklinale zurück: Wo die saure Kruste kräftig ausgedünnt oder sogar direkt zugunsten ozeanischen Bodens aufgerissen worden war, lagerten sich auf rasch sinkendem Boden mächtige Sedimentstöße ab, während die unveränderten sauren Krustenstücke dazwischen als streifenförmige Nannokontinente aufschwammen und durch die Hochlage eine lückenhafte oder geringmächtige Sedimenthülle empfangen. Die Art der Deckenbildung war dann nur eine logische Konsequenz der vorgefundenen Krustenstruktur: Kilometermächtige Sedimentstapel der Beckenablagerungen wurden zu Deckgebirgsdecken, kristalline Schwellen mit lückenhafter Hülle zu Sockeldecken.

Die Schubweiten der Decken überschreiten in den Ostalpen mehrfach 100 km, im Fall des oberostalpinen Deckensystems über dem Mittelostalpin 185 km. Diese anfangs nach ihrer Entdeckung vor einem Vierteljahrhundert wegen des damals noch ungewohnten Betrages und der in Europa überwiegend noch nicht akzeptierten mobilistischen Auffassung der Plattentektonik noch vielfach angezweifelte Großüberschiebung ist in der Zwischenzeit durch die Untersuchung der noch kritischen verbliebenen Stellen und durch immer weitere neue Beweise (Bd. I, S. 193 bis 206 und dieser Bd., S. 100 ff.) so gut abgesichert, daß nicht der geringste Zweifel mehr an der tektonischen Eigenständigkeit der großen ostalpinen Deckenkomplexe Unter-, Mittel- und Oberostalpin (einschließlich ihrer Fortsetzung in den Karpaten) möglich ist.

Den Haupttransportmechanismus der Decken der Ostalpen liefert die Subduktion des gegen unten und innen abströmenden Untergrundes oder, vice versa, der transversale Ausschub der hangenden Einheiten. Dieser Mechanismus beherrscht fast alle kretazisch-tertiären Deckensysteme der Ostalpen, nur unter bestimmten seltenen Voraussetzungen kam es auch – sogar schon vor dem Stadium der Orogenese – zum Gleittransport von Gebirgsmassen, der Schwerkraft Folge leistend. Ein seit langem bekannter Fall ist der Gleitfaltenbau im Malm des Sonnwendgebirges beim Achensee in der bajuvarischen Lechtaldecke der Tiroler Kalkalpen (vgl. A. TOLLMANN, 1973 b, S. 181). Ein viel grandioseres Beispiel liegt im malmisch-unterkretazischen Gleittransport des Juvavikums der Kalkalpen vor (A. TOLLMANN, 1973 b, S. 47; 1986 a; vgl. Bd. II, Abb. 96, 100). Der nächste berühmte Fall ist im eingeglitteten und einsedimentierten Schuppenpaket der Bohrung Perwang in der Molassezone gegeben (Bd. II, Abb. 219). Ein weiterer und zugleich ganz exzeptioneller, da subaerischer Gleitvorgang ist durch das Eingleiten von Großschollen von Karawankentrias in die sarmatischen Flußschotter des vorgelagerten Klagenfurter Beckens gesichert, von D. v. HUSEN erkannt (Bd. II, Abb. 259).

In all diesen Fällen, am deutlichsten beim Gleittransport der Hallstätter Schollen, ist eine Reihe von Voraussetzungen erfüllt und feldgeologisch erfaßbar: Ein deutliches Gefälle zu einer Vortiefe, die an ihren Sedimenten erkennbar ist; ein Gleit- und Schmiermittel als Ablösungshorizont (das Salinar im Falle der Hallstätter Gleitschollen); ein buntes Chaos der im Zielgebiet zusammengelitterten eintreffenden verschiedenartigsten Schollen und Deckenteile und schließlich sedimentäre Grenzen der Gleitdecken und -schollen im umgebenden Milieu (näheres bei A. TOLLMANN, 1981 a, 1986 a). Demnach ist heute die Unterscheidung zwischen transversaler Schubtektonik und Gleittektonik nicht mehr schwierig. Im Falle der Ostalpen wird wiederum deut-

lich, daß sich Gleittektonik unabhängig von der phasenhaften, zyklisch und systematisch weiterbauenden, etappenweise gegen das Vorland hinausgreifenden „normalen“ Orogenese beliebig in Raum und Zeit einschalten kann, wenn lokal die Abgleit-Bedingungen gegeben sind. In unseren Beispielen hauptsächlich noch im unteren Malm, vor dem Beginn der Orogenese, dann wohl im Zusammenhang mit der Bodenunruhe in der Savischen Phase an der Wende Chatt/Aquitain, im letztgenannten Fall im Sarmat gänzlich außer Programm in einem kontinentalen Becken über Rollkies

Bezeichnend für die Phase der Schollenkipfung und Gleittektonik in den Kalkalpen zur Zeit der größten Dehnung der Geosynklinale im Oxford, im Radiolarit-Niveau, ist auch der als Begleitung vielerorts stattgehabte, der Schwerkraft gehorchende Massentransport in Form von Großblöcke führenden Brekzienmassen. Sie sind in dem erwähnten Radiolaritniveau als Schuttströme (Debris flow), auch durch Kornfließen (Grain flow) eingesedimentiert, häufig von Turbiditen begleitet. Dabei erodiert der gravitativ bedingte Brekzienstrom im proximalen Bereich die Unterlage und nimmt aus dieser Komponenten auf, während die Masse des Schuttstromes im distalen Bereich im Radiolaritniveau zur Ruhe kommt. Beispiele derartiger (unter-) malmischer Brekzienströme sind fast über die gesamten Kalkalpen hin verbreitet: von der Rofanbrekzie im Westen über die Schwarzbergklambrekzie, die Unken-, Taugboden-, Strubbergbrekzie, Brekzien N vom Sandling, vom Radlingpaß bei Bad Aussee, bis hinüber in die Mürtzaler Alpen und die ebenfalls in das Radiolaritniveau einzuordnende Oberseebrekzie im Raum SE Lunz mit kräftiger Erosion im proximalen Bereich (Obersee bei Lunz).

## 5. Die Bedeutung des Porenwassers

Die Bedeutung der bis tief in die Erdkruste in Poren und Klüften hinabreichenden Poren-, Berg- und Kluftwasser für grundlegende Prozesse der Geotektonik und der Metamorphose ist erst in jüngster Zeit allmählich für bestimmte Teilbereiche des Geschehens erfaßt und begriffen worden. Gesteuert sind hierdurch Prozesse wie Schub- und Gleitdeckenbau, plattentektonische Großstrukturen wie Inselbogenbildung, Auslösung von Erdbeben an Bruchflächen, bestimmte Lagerstättenbildungen durch Auslaugung des Gesteins über Ozeankruste, Metamorphose u. a. Die Mechanismen, die zur Bildung der erwähnten Strukturen geführt haben, waren bis vor kurzem mechanisch weitgehend unverständlich gewesen. Jetzt hilft die Erkenntnis von der Bedeutung des Porenwassers, das so vielfältig im Spiele ist, entscheidend weiter. Zur Erläuterung dieser Behauptung seien im folgenden einige Beispiele aus dem alpinen Orogen angeführt.

a) Der Mechanismus der großartigen transversalen Deckenüberschiebungen in den Alpen war bis vor zwei Dutzend Jahren unverständlich gewesen. Noch vor kurzem wurden von deutschen Forschern Laborversuche angestellt, die ergaben, daß bei einer seitlichen Schubbeanspruchung einer Decke die Fortleitung des erforderlichen Druckes durch den relativ dünnen lamellenförmigen Deckenkörper bis zu ihrer Stirne durch den Reibungswiderstand an der Basis unmöglich sei und die Decke in ei-

nem Trümmerhaufen zerfallen müßte oder jedenfalls nur wesentlich geringere Transportweiten als in der Natur beobachtet zurücklegen könnte (Beispiel: Experimentelle „Widerlegung“ einer in der Natur an Deckschollengruppen absehbaren großräumigen Überschiebung des Stubaier Mesozoikums durch das oberostalpine Deckensystem zu Beginn der siebziger Jahre seitens deutscher Forscher). Seit M. HUBBERT & W. RUBEY (1959) aber hat man erkannt, daß dem allgegenwärtigen Porenwasser gerade auch bei solchen Großüberschiebungen eine entscheidende Rolle zukommt – und zwar sowohl im Sedimentgestein als auch im Kristallin: An der durch Abscherung unter dem Seitendruck der Vorlandplatten neu gebildeten Trennfläche „schwimmt“ die Decke auf einem Porenwasserfilm gleichsam ohne Reibungswiderstand weg, sodaß alle früheren Berechnungen auf Grund von Laborversuchen über die Festigkeitsgrenzen an trockenem Fels für diese Frage hinfällig sind. Dazu kommt noch, daß die Mobilität an solchen, von überhitzten gespannten Wässern überzogenen Flächen noch weit über die normale Wirkung eines Filmes aus kühlem Wasser hinaus erhöht wird. Hier spielt also noch der Überdruck des Porenwassers eine wichtige Rolle, der bei Abdichtung durch eine geringe Erhöhung des Seitendruckes rasch gesteigert wird.

Nur so sind die unglaublich weit gespannten flachen Überschiebungen ganzer Gebirgsmassen an und über 300 km weiten Schubbahnen in den Appalachen, der nordamerikanischen Küstenkette, dem variszischen Nordstamm in Frankreich, dem variszischen Südstamm in der Böhmisches Masse und dem mediterranen Orogen in Nord- und Südstamm erklärbar, die heute durch geophysikalische Methoden erfaßt und streckenweise durch Bohrungen bestätigt sind.

b) Auch beim Gleittransport von Decken, wie wir ihn aus den Ostalpen an Hand der zuvor erwähnten Beispiele, besonders aber auf Grund jenes aus den Kalkhochalpen mit Gleitdeckentektonik in Hallstätter-, Dachstein- und Schneebergdecke, kennengelernt haben, kommt dem Wasser in mehrfacher Hinsicht eine entscheidende Rolle zu. In erster Linie natürlich beim Gleitvorgang der abgelösten Großschollen über dem jungfräulichen, unverfestigten, höchst wasserreichen Sedimentschlamm am Meeresboden: Die Auswirkung einer Einschaltung einer solch beträchtlichen Wassermenge im Liegenden einer Gleitscholle mag in bestimmten Fällen tatsächlich solch extreme Auswirkungen für den Gleittransport besitzen, wie sie J. GOGUEL an Hand des Beispiels der Gleitschollen im Hodna-Ouarsenis-Becken des Atlas abgeleitet hat; diese von Norden stammenden Gleitmassen haben die Beckentiefe passiert und sind am Südrand bis in die seichte Randfazies aufgebrandet, woraus J. GOGUEL auf eine schnellzugartige Geschwindigkeit zur Erhaltung der nötigen kinetischen Energie für das Aufwärtsgleiten im Süden geschlossen hat und als Mechanismus sogar ein Verdampfen des Wasserfilms bei derartigen Geschwindigkeiten annimmt, sodaß der Mechanismus des Luftkissenbootes als Vergleich herangezogen werden kann. Der Gedanke ist nicht von der Hand zu weisen, da ja auch obertage abgehende Bergstürze streckenweise sich auf einem Luftpolster dahinbewegen.

c) Die plattentektonische Großstruktur der girlandenförmigen, vom Plattenrand hinausgedrifteten Inselkettenbögen und den dahinter entstehenden Back-arc-basins, wie wir sie im Alpen-Karpatenbogen und dem einsackenden Pannonischen Becken mit seiner ausgedünnten Kruste in abgewandelter Form vorliegen haben, verdanken, wie auf S. 75 bereits ausgeführt, wiederum dem erhöhten

Porenwassergehalt der subduzierten Vorlandplatte ihre Entstehung. Der stark erhöhte und rapide beschleunigte Wärmetransport im Bereich des Manteldiapirs dieser Becken wird ja durch diesen hohen Porenwassergehalt bewirkt.

d) Bei der Auslösung von Erdbeben entlang der großen tiefreichenden Bruchstrukturen ist in den Ostalpen bisher noch nicht an den Faktor „Porenwasser“ gedacht worden. Es ist in höchstem Maße wahrscheinlich, daß auch in diesem Fall die Ansammlung von Porenwässern, deren Aufheizung und vor allem deren durch Krustenbewegung entstehender Überdruck entlang von steil stehenden, aber abgedichteten Bruchflächen, für die entscheidende Erhöhung der Mobilität der Kruste, die sich in der Auslösung eines Erdbebens äußert, verantwortlich ist – vgl. auch CH. KING, 1985. Indirekte Hinweise hierfür liegen einerseits in der Methode der Erdbeben-Vorhersage mit Hilfe von Messungen über die Änderung des elektrischen Widerstandes im Gestein bei steigendem Druck vor: Die Abnahme des Widerstandes vor Auslösung des Bebens wird ja auf eine Füllung der aufreißenden Gesteinsklüfte durch Bergwässer zurückgeführt. Es ist daher naheliegend, daß solche Annahmen über die Bedeutung des Porenwassers für den Zustand der Kleinststörungen im Nebengestein auch für den Zustand der Hauptstörungen dieses Krustenstückes anwendbar sind. Andererseits weiß man ja aus dem unfreiwilligen Experiment des Einpumpens von flüssigen Abfällen in ein bebenanfälliges Bruchsystem bei Denver in Colorado, daß dies eine Auslösung von Erdbebenschwärmen zur Folge hatte. Auch im Falle der Erdbebenauslösung kommt demnach dem Porenwasser eine entscheidende Rolle zu.

e) Auch im Verständnis der Metamorphose bahnen sich unter stärkerer Berücksichtigung der fluiden Phase neue Lösungen an. Nicht nur, daß das Ausmaß der Bedeutung dieser Lösungen für den Grad der Umsetzungen oder Erhaltung reliktscher Partien und auch im Prozeß der Homogenisierung von Isotopen im Hinblick auf radiometrische Altersbestimmung erst allmählich erkannt worden ist, es bringt der Gedanke des Wärmetransportes bei der regionalen Metamorphose durch Konduktion mittels aufsteigender Porenwässer anstelle der früheren Vorstellung der thermischen Konvektion entscheidende Fortschritte im Verständnis: Wärmeleitung durch das als guter Isolator wirkende Gestein über größere Entfernungen hat nach unserer Vorstellung Jahrzehntmillionen gebraucht. Zur Erreichung hoher Temperaturen mußte eine Überlagerung von mächtigen Gesteinspaketen angenommen werden. Im Tauernpennin etwa kam man zur Erzielung der nötigen Druck-Temperatur-Verhältnisse auf Überlagerungsmächtigkeiten von mehreren Zehnerkilometern, die zufolge des primären Auskeilens des sonst mächtigen mittelostalpinen Kristallins und der Reduktion des Unterostalpins über diesem Fenster niemals vorhanden waren (A. TOLLMANN, 1963 a, S. 190 f.). Nun hat die nicht unansehnliche Metamorphose am Südrand der Kalkhochalpen, die bereits epizonales Ausmaß erreicht (etwa 300°), bereits in der Zeit der Austroalpinen Phase um 130 Millionen Jahre bei noch geringer tektonischer Überlagerung durch die hochalpinen malmischen Gleitdecken die Berücksichtigung des Wärmetransportes durch relativ raschen Aufstieg von erwärmten Porenlösungen nahegelegt: Nur so kann in kurzer Zeit nach Beginn der Subduktion und Anlaufen der Orogenese in dieser Austroalpinen Phase (S. 88) eine namhafte Metamorphosewirkung erzielt werden, indem bei einem raschen Wärmetransfer nach oben hin noch eine zwar nicht mächtige, aber durch die basalen Schieferhorizonte gegen oben hin abdich-



tende tektonische Gleitschollenabdeckung des betroffenen Raumes zu Hilfe kommt (Diskussion M. KRÁLIK, Mai 1985).

Während heute demnach erste Ansätze zum Verständnis der kräftigen Temperaturerhöhung im Orogen auch ohne allzu große Überlagerungsmächtigkeiten vorliegen, ist die Erklärung der etwa im Tauernfenster erforderlichen bedeutenden Drücke zur Bildung von Eklogit trotz Fehlens der theoretisch erforderlichen Mächtigkeiten noch nicht gefunden. Vielleicht hilft auch hier die Berücksichtigung des erhöhten Wassergehaltes der relevanten juvenilen Serien weiter.

Auf die vielen übrigen Fragen allgemeiner Art über Baustil und Mechanismus der Orogenese (Struktur der Wurzelzonen, tektonische Bauformen, Vielfalt der Deckenstrukturen und der untergeordneten Gefüge, Alpenlängsprofil etc.) kann hier nicht nochmals eingegangen werden, da hierüber in eigenen Abhandlungen (Ostalpensynthese, 1963 a, S. 141 ff.; Grundprinzipien der alpinen Deckentektonik, 1973 b, S. 404) vom Verfasser bereits eingehend berichtet worden ist.

## 6. Magmatismus und Orogenese

Schließlich erscheinen noch einige Bemerkungen über das Verhältnis des Magmatismus zur Orogenese angebracht. In groben Zügen gilt hier weiterhin das STILLESCHES Schema mit dem basischen initialen Vulkanismus beim Krustenaufreißen im Geosynklinalstadium, mit dem sauren syn- bis spätorogenen Magmatismus mit Aufdringen der granitisch-tonalitischen Plutone in der Zeit des Oligozäns im Raum der Periadriatischen Linie und mit dem Rückschlagen des finalen Vulkanismus über Andesite, Trachyte des Karpat bis Unterbaden in den Ostrandbecken zu den Basalten des Pliozäns.

Wir haben im einzelnen hierüber bereits in den entsprechenden Kapiteln berichtet: Vom geosynklinalen Vulkanismus im penninischen Jura (Bd. I, S. 27 f.) und im Mesozoikum der Kalkalpen (Bd. II, S. 17, 22, 33, 39, 79); vom spätorogenen Plutonismus vom Rieserferner Tonalit bis zum Eisenkappeler Tonalitgneis und den entsprechenden Ganggefolgen in Bd. I, S. 355 f., 361, 624, 651 etc.; vom miopliozänen oststeirischen Vulkanismus in Bd. II, S. 487 f. und 491 f.

Der Zentralgneis der Tauern hat sich ja nach langer Diskussion auf Grund der radiometrischen Messungen als jungvariszisch, nicht alpidisch erwiesen. Daß der alpidische Gürtel aus sauren Intrusiva weiter nach Süden verschoben nahe der Periadriatischen Linie liegt, hat seine Ursache in der – auch heute noch geophysikalisch bis weit südlich dieser Linie zurückverfolgbaren – Krustenverdickung. Die „Gebirgs Wurzel“ liegt hier gegen Süden verschoben. Die Anhäufung von saurem Krustenmaterial in der Tiefe verdankt besonders der tiefgreifenden Subduktion der penninischen Zone ihre Entstehung. Die Aufschmelzungsprodukte der sauren Kruste sind dann von dieser tief im Süden gelegenen Zone im Zuge der ab rund 30 Millionen Jahre aufreißenden Seitenverschiebung der Periadriatischen Linie im Bereich dieser Schwächezone aufgestiegen.

## 7. Regionale Neuergebnisse in den Zentralalpen seit 1977

Zur Abrundung der Gesamtdarstellung der Geologie von Österreich erscheint noch ein Überblick über die wichtigsten Neuergebnisse aus dem Raum der Zentralalpen seit Abschluß des I. Bandes, also seit 1977, angebracht. Da sich eine solche Besprechung hier auf das Wesentlichste beschränken muß, wird zur näheren Information auch über die hier nicht zur Sprache gekommenen Arbeiten noch ein Nachtrag zur Literatur über die Zentralalpen seit 1977 auf S. 433 ff. beigelegt.

In dieser jüngsten Forschungsperiode stehen in den Zentralalpen drei Themenkreise im Vordergrund: 1. Eine rasch vorangetriebene Verfeinerung der Stratigraphie der paläozoischen Serien des Oberostalpins, besonders mittels Conodonten, und eine bereits in großen Zügen gelungene altersmäßige Aufgliederung des voralpidischen „Altkristallins“, die aus der vergleichenden Seriengliederung erflossen ist und z. T. schon durch radiometrische Bestimmungen unterstützt wird. Bei dieser Forschung im Paläozoikum stehen die Grazer Schule und deutsche Arbeitsgruppen im Vordergrund. 2. Die radiometrische Datierung der alpidischen und voralpidischen Metamorphose-Akte im Kristallin und im schwächer metamorphen Oberostalpin. Dies hat in Verbindung mit Gefügestudien einen raschen Fortschritt in der Auflösung des vielphasigen Geschehens ermöglicht. Diese Arbeitsrichtung wird vor allem in Wien von W. FRANK und Mitarbeitern, außerdem von deutschen Forschern betrieben. 3. Die Klärung von einzelnen noch offen gebliebenen Fragen in bezug auf die tektonische Selbständigkeit von Mittelostalpin und Oberostalpin hat auch jüngst wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Großtektonik der Zentralalpen erbracht.

Über die Fortschritte in der Gliederung des voralpidischen Komplexes der Zentralalpen ist im Kapitel C, S. 45 ff., bereits getrennt berichtet worden. Hier sollen daher die Ergebnisse, die zur tektonischen und paläogeographischen Vorstellung über die alpidischen Strukturen dieses Raumes beitragen, summarisch Erwähnung finden. Erhöhtes Interesse fanden dabei namentlich neue Belege zur großtektonischen Selbständigkeit des mittelostalpinen Deckensystems. In Band I sind S. 192 ff. die Hauptargumente, die für die tektonische Abgliederung dieser 1959 aufgestellten Großeinheit entscheidend waren, zusammengefaßt und durch weitere, bis 1977 hinzugekommene Belege ergänzt worden. Der Anstoß zur Ausgliederung des Mittelostalpins war ja ursprünglich durch fazielle Fakten in Kombination mit tektonischen Gegebenheiten gekommen.

In den letzten Jahren sind nun mit Erforschung des Kristallins mit Hilfe moderner Methoden gerade von dieser Seite unumstößliche neue Beweise für die Selbständigkeit des mittelostalpinen Deckensystems gekommen, wie das Folgende zeigt (vgl. A. TOLLMANN, 1986 b).

a) In sämtlichen großen Einheiten des Oberostalpins (Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum etc.) ist eine paläozoische Serie bis zum Ordovicium hinab, vielfach fossilführend, in nur gering metamorpher Ausbildung, nachgewiesen. Diese Serien liegen nun in der gesamten Breite der Zentralalpen einem mittelostalpinen Kristallin auf, das, vielfach belegt, außer durch abschnittsweise erfaßbare ältere Metamorphosen durchgehend noch in variszischer Ära im Karbon amphibolitfazial geprägt worden ist.

Hierdurch ist der gesamte zeitliche Umfang des Altpaläozoikums noch in diesem mittelostalpinen Kristallin enthalten. Jüngst konnten wichtige Abschnitte dieses Kristallins durch eine Reihe von Autoren (L. P. BECKER, F. NEUBAUER u. a.) übereinstimmend in großen Zügen in die einzelnen altpaläozoischen Formationen untergliedert werden (S. 55 f.). Was vom Anfang an bei der Aufstellung des Mittelostalpins vom Verfasser vermutet worden war, daß nämlich im Mittelostalpin das „Paläozoikum, kaum mehr als solches erkennbar, vorliegt“ (1963 a,

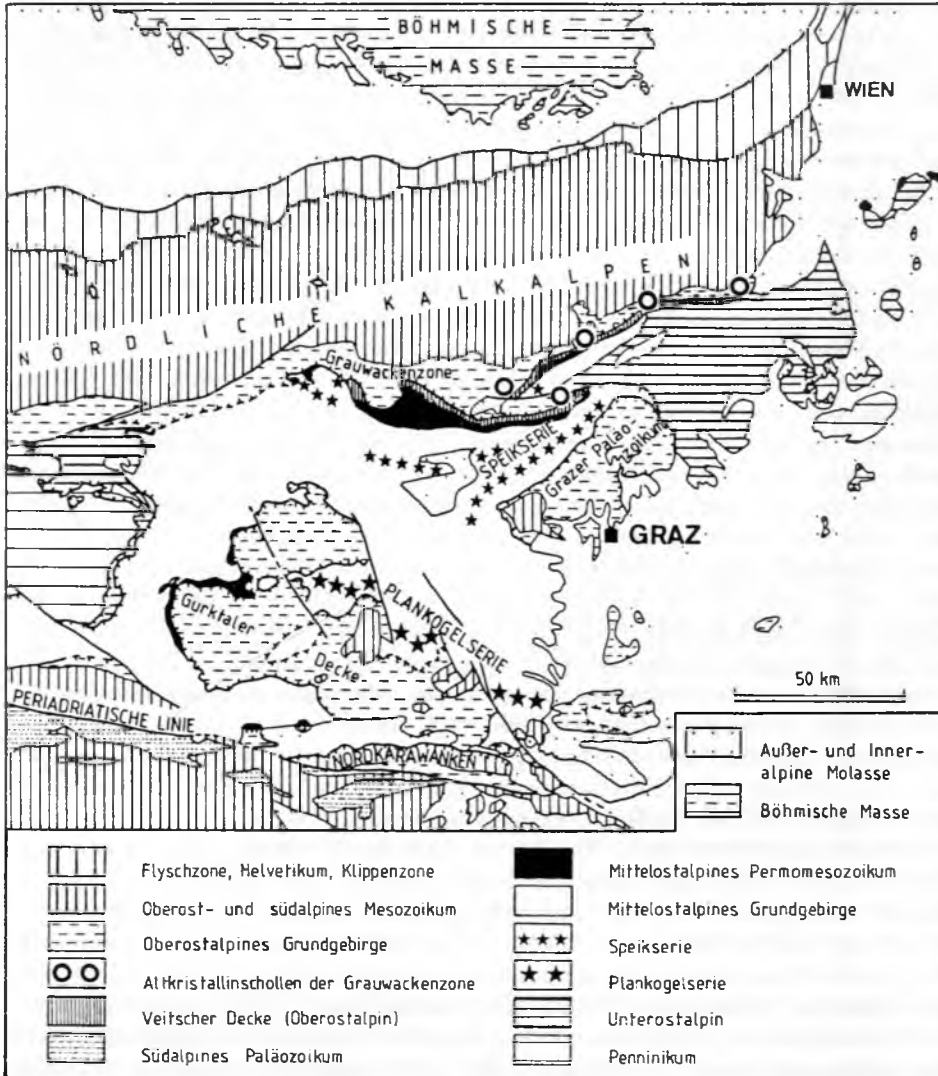


Abb. 31: Das vorvariszische, sardische oberostalpine Altkristallin der Grauwackenzone steht im Gegensatz zum variszisch metamorphen Kristallin des Mittelostalpins; nach F. NEUBAUER (1985, Abb. 6).

S. 5), ist nun in breitem Maß gesichert und daher für die Frage mitentscheidend geworden: Damit ist ein natürlicher Schlußpunkt unter eine zunächst lange andauernde Diskussion um die Selbständigkeit des Mittelostalpins gesetzt – nun nicht von der Fazies und Tektonik des Mesozoikums her, wie im ersten Akt, sondern vom Kristallin und Paläozoikum her, mit gleichem Ergebnis. Es kann nämlich nicht das komplette Altpaläozoikum im Kristallin (des Mittelostalpins) inkorporiert sein und zum anderen Mal zugleich eine gleichaltrige nichtmetamorphe (oberostalpine) altpaläozoische Serie nochmals über diesem unterlagernden Komplex normal auflagern – s. Abb. 14!

Kenner des Paläozoikums und des Kristallins der Ostalpen, wie etwa F. NEUBAUER (1985, S. 58), fassen als Ergebnis der heute fortgeschrittenen Kenntnis über diese Serien zusammen: „Wegen der variszischen Amphibolitfazies, speziell auch im Speik-Komplex und in der Plankogelserie, erscheint es nun ausgeschlossen, daß das Altkristallin und das schwachmetamorphe Altpaläozoikum mit diesen Serien in Verbindung gebracht werden könnte. Vielmehr muß das Oberostalpin vollständig bis in den Bereich der Periadriatischen Naht zurückgenommen werden.“ – Abb. 31.

Daß es trotz allem jüngst noch eine Renaissance der autochthonistischen Auffassung von E. CLAR im Sinne einer primären, gebundenen Auflagerung von oberostalpinem Paläozoikum auf mittelostalpinem „Altkristallin“ durch W. FRANK (1983) bzw. W. FRANK und Schüler (1983) gegeben hat, ist heute ähnlich anachronistisch wie seinerzeit in den sechziger Jahren der Versuch deutscher Bearbeiter, den Deckenbau der Kalkalpen in einer Renaissance gebundener Tektonik wieder einzuziehen. W. FRANK konnte seine nochmals wiederholte Behauptung, daß das mittelostalpine „Kristallin seit jeher von mächtigen paläozoischen Serien überlagert war, die auf dieser Unterlage dann zwar verschoben und ausgedünnt, aber nicht erst in kretazischer Zeit Platz genommen haben“ (1983, S. 253) bzw. daß Kristallin und Oberostalpin im Querschnitt östlich der Tauern „schon primär verbunden waren“ und erst in der vorgosauischen Tektonik entkoppelt wurden (1983, S. 257), durch keine beobachtbaren Fakten belegen. Es ist hingegen – wie erwähnt – allgemein klar geworden, daß ein variszisch metamorph gewordener kristalliner Komplex, der selbst reichlich altpaläozoisches Material enthält, nicht gleichzeitig von jeher von einem zweiten, kaum metamorphen kompletten Altpaläozoikum überlagert gewesen sein kann. In diesem Sinne brachten auch alle weiteren neuen Detailuntersuchungen in bisher diskutierten Grenzabschnitten von Mittel- und Oberostalpin klare Abgrenzungen (s. Punkt e).

b) Der bereits 1959 (S. 19, Taf. 1) vom Verfasser in großen Zügen erfaßte und 1963 a, S. 47 f., näher begründete interne Aufbau der breiten Gurktaler Decke aus ganz flach gelagerten großräumigen alpidischen Teildecken (tiefere Murauer Decke und höhere Stolzalpendecke, vgl. Bd. I, S. 424 ff.) ist jüngst durch umfassende Conodontenbelege der sich übereinander wiederholenden paläozoischen Serien nicht nur bestätigt worden (Zusammenfassung von F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984 – vgl. Abb. 32) und durch sorgfältigste Gefügeuntersuchungen durch W. v. GOSEN (1982, S. 91 f.) und W. v. GOSEN & F. THIEDIG (1982, S. 25) altersmäßig als alpidisch gesichert worden, sondern die großräumige Überschiebung zwischen den beiden Teildecken konnte über die gesamte Breite der Gurktaler Decke von 60 km weiterverfolgt werden (F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984,

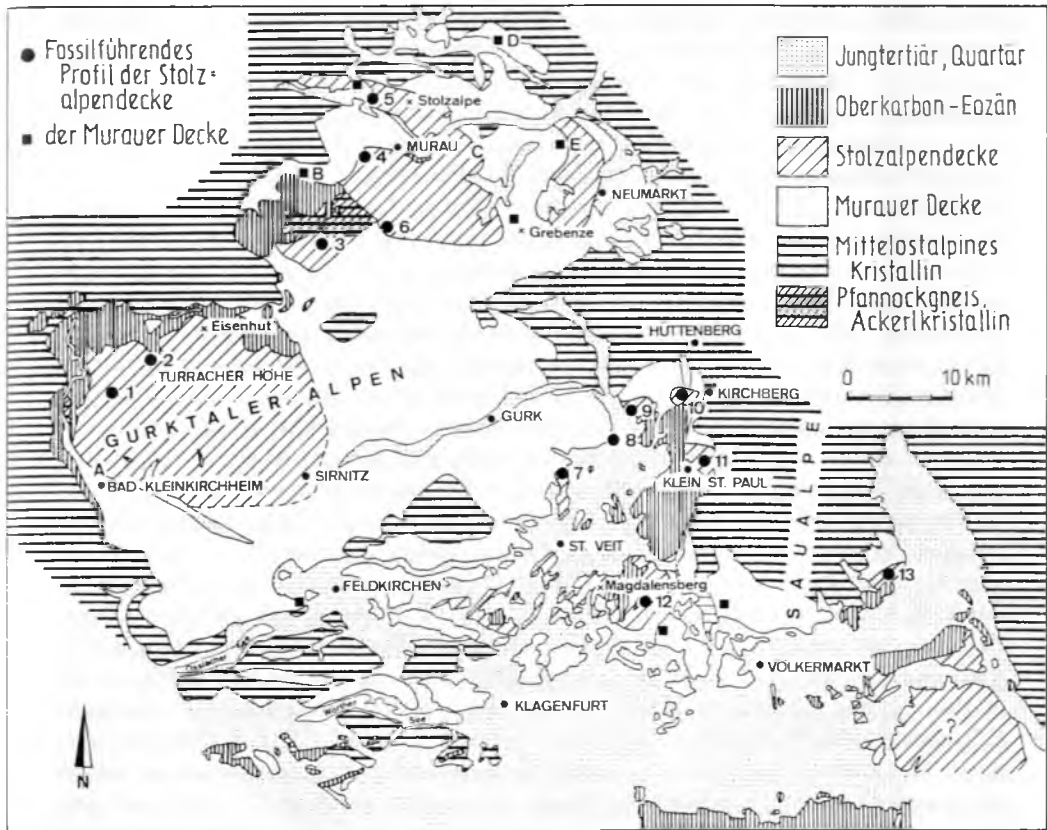


Abb. 32: Die Gliederung der Gurktaler Decke in die beiden alpidisch übereinander geschobenen Teildecken Murauer Decke (liegend) und Stolzalpen-Decke (hängend) ist heute durch Fossilien im sich übereinander wiederholenden Paläozoikum gut belegt. Die Skizze zeigt die Teildeckengliederung und die durch Conodonten eingestufteten Profilabschnitte. Nach F. NEUBAUER & J. PIŠTOTNIK (1984, Abb. 1 und 6).

Abb. 6; W. GOSEN et al., 1985, Taf. 1). Damit ist bereits durch die Gurktaler Decke allein nicht nur eine einfache alpidische tektonische Überlagerung über einem zum guten Teil gleichaltrigen, aber kristallinen Sockel gegeben, sondern eine doppelte alpidische Überschiebung, sodaß die Abwicklungsbeträge bei Rekonstruktion der Ausgangsverhältnisse noch wesentlich bedeutender werden, als ursprünglich angenommen (Tab. 3).

c) Seit E. CLAR (1953 a, S. 227) galt als Haupteinwand gegen die in der Folge aufgestellte alpidische Gurktaler Decke, daß in diesem Raum der östlichen Zentralalpen eine solche Überschiebung in der alpidischen Ära unmöglich sei, weil die Metamorphose, die im Sockelkristallin amphibolitfaziellen Charakter trägt und mit Grünschieferfazies noch bis in die Gurktaler Decke emporgreift, variszisch oder älter sei und es auch nach Schlibbfunden keine Hinweise für eine

vergleichbare alpidische aufsteigende Metamorphose gäbe. Daher müsse die Verschweißung von „Gurktaler Decke“ und kristallinem Untergrund schon voralpidisch sein.

Noch 1977 war hier vom Verfasser (Bd. I, S. 199) nur die Anmeldung eines begründeten Mißtrauens gegen diese für die Frage gravierende Behauptung des Fehlens einer aufsteigenden, übergreifenden alpidischen Metamorphose möglich. Erst durch die radiometrischen Altersbestimmungen durch W. MORAU (1979, 1980, 1981, 1982) und W. FRANK et al. (1981, 1983) konnte gerade hier im Ostteil der Zentralalpen östlich der Gurktaler Decke das bedeutende Ausmaß einer amphibolitfaziellen alpidischen Metamorphose erfaßt werden (Abb. 38), die mit epi- bis anchizonalen Auswirkungen noch bis in die Gurktaler Decke hineinreicht (W. v. GOSEN & F. THIEDIG, 1982, S. 23: Überprägung der alpidischen Überschiebung der Gurktaler Decke durch eine mäßige Grünschiefermetamorphose). Da das Alter dieser alpidischen Metamorphose bei 110 bis 80, ja bis 71 Millionen Jahren liegt, fällt sie in die Zeit nach den ersten großen ostalpinen Überschiebungen, die ja bereits in der Unterkreide beginnen und in der Mittelkreide bedeutendes Ausmaß erreicht haben – wie seit langem vom Verfasser gegen den einst vielfältigen Widerstand begründet (S. 91).

Die metamorphe und tektonische Durcharbeitung auch des Ostabschnittes der Zentralalpen ist um ein Vielfaches stärker als von vielen vermutet: Vier getrennte alpidische Deformationsakte sind im Paläozoikum der Gurktaler Decke jüngst durch W. v. GOSEN (1982, S. 91 f.) – Abb. 33 – nachgewiesen worden. Diese alpidische Tektonik hat aber auch bis in das der Gurktaler Decke auflagernde Mesozoikum durchgegriffen und dort einen kretazischen Überschiebungsbau bewirkt, sowohl in der St. Pauler Trias, als auch im Mesozoikum des Krappfeldes in Kärnten (W. v. GOSEN & F. THIEDIG, 1980; F. THIEDIG, 1981; M. SEEGER & F. THIEDIG, 1983). Andererseits wird durch W. FRANK et al. (1983) ein bedeutender alpidischer Faltendeckenbau im mittelostalpinen Kristallin im Bereich von Stub- und Koralm vertreten (Abb. 37) und auch für den Abschnitt der Schladminger Tauern abgeleitet. Bei einer Verifizierung dieser Vorstellung (vgl. S. 111) würde sich das Ausmaß der alpidischen Deckentektonik auch in diesem Teil der Ostalpen wieder einmal um ein Beträchtliches erweitern.

d) Diaphthorese ist seit F. BECKE (1909, S. 373) die absteigende Umprägung von kristallinen Gesteinsserien, die bei niedrigeren Druck- und Temperaturbedingungen als jenen des Ausgangsgesteins unter zusätzlicher Durchbewegung stattfindet. Daß gerade die Durchbewegung für diesen Prozeß wesentlich ist, versteht man erst heute so richtig, da ja gerade hierdurch die für den Vorgang wesentliche fluide Phase erhöhte Beweglichkeit erlangt. Solche Bewegungen vollziehen sich in erster Linie an Deckenbahnen und den ihnen assoziierten inneren Bewegungsflächen und -fugen der angrenzenden Serien. Retrograde Umbildungen entlang von Bruchsystemen, Klüften und anderen für Porenwässer wegsamen Gefügen ohne nennenswerte Bewegungskomponente hat man auch nomenklatorisch abgetrennt (W. FRITSCH, 1967, S. 29; 1970, S. 164).

Diaphthoresezonen registrierten verschiedene Autoren im Raum der östlichen Zentralalpen – bereits bevor eine Erklärung hierfür möglich war – im mittelostalpinen Kristallin, und zwar nicht willkürlich verteilt, sondern in bevorzugtem Maß entlang der (später erkannten) großen Bewegungsbahn zwischen Mittel- und Oberostalpin, zusätzlich auch dort, wo die mesozoischen Reste über dem Kristallin mitbewegt oder abgeschert sind. Nach Erkenntnis der großen Bewegungsbahn am Oberrand des Mittel-

ostalpins war endlich auch die an diesem Grenzsäum auftretende Diaphthorese verständlich geworden.

In der ersten Phase des Negierens einer großräumigen Überschiebung des Oberostalpins durch die Schule CLAR war daher auch gegen die Existenz von Diaphthoresezonen an dieser Bewegungsfläche angekämpft worden, man verwendete andere Namen für den rückschreitenden Metamorphoseprozeß, man fand natürlich auch Abschnitte, wo eine solche Diaphthorese zurücktrat oder fehlte – was heute bei Kenntnis der Wirksamkeit eines hohen Grades der alpidischen Temperaturen in Wärmedomen noch in spätkretazischer Zeit nach der Hauptbewegung verständlich ist. An Hand solcher Abschnitte wollte man das regionale Ausmaß der Diaphthorese, die von der Grädener Serie unter dem Grazer Paläozoikum bis zur Gurktaler Decke und weiter reicht, bestreiten. Gerade aber am stärksten kritisierten Beispiel des Ostrandes der Gurktaler Decke konnte J. NEUGEBAUER (1970, S. 85) nach eingehender Neuaufnahme dieser Region zusammenfassend feststellen, daß sich die 3. Kristallisation „als alpidische Metamorphose (,Diaphthorese‘) deuten läßt“ (vgl. Bd. I, S. 203 f.).

Nun hat W. FRANK (im Sinne von E. CLAR) nochmals Einwände gegen die bekannte wesentliche Bedeutung der Bewegung für die Diaphthorese vorgebracht (1983, S. 252): Maßgeblich für das Auftreten von Diaphthoresen sei die Durchbewegung nicht. Gerade aber die neuesten, überaus sorgfältigen Untersuchungen über die Gurktaler Decke machen einmal mehr den Bezug zwischen Deformation und retrograder Umwandlung deutlich. W. v. GOSEN (1982, S. 127) führt hierzu aus: „Die Umregelungen und gefüllte str-Höfe mit parallel ablaufenden Umwandlungen belegen zum einen die enge Verbindung von Deformation und rückschreitender Metamorphose, zum anderen geben sie aber auch Auskunft über den Grad der abgelaufenen Diaphthorese. Dabei zeigt sich von den hangenden Kristallinanteilen bis in die Decke eine einheitliche Tendenz der diaphthoritischen Umprägung.“ Und weiter: „Die Diaphthorese nimmt zur Deckengrenze hin deutlich zu. Sie ist unabhängig von den unterlagernden Anteilen (Übergangsserie oder Kristallin). Die Gesteine sind mit BECKE (1909: 374) überwiegend als ‚diaphthoritisch‘ zu bezeichnen.“

Den Diaphthoresezonen in diesem Zusammenhang jegliche Aussagekraft absprechen zu wollen („Gänzlich untaugliches Argument“), steht in krassem Widerspruch zu den langjährigen allgemeinen Erfahrungen seit F. BECKE im Jahre 1909 bis zu den modernsten kristallineologischen Untersuchungen.

e) Als nächstes sind für die angeschnittene Frage die jüngst erarbeiteten Neuergebnisse zu bisher umstrittenen Grenzabschnitten zwischen Mittel- und Oberostalpin und zu Internstrukturen dieser Deckenkomplexe von Interesse.

e1) Zunächst verdient die Erkenntnis Beachtung, daß neben den bisher bekannten geringen Resten von oberostalpinem Kristallin – wie Gailtal-Kristallin, Phyllitgneiszone und Pfannockgneis (?) – noch in drei weiteren Abschnitten Kristallinspäne im Verband der großen Deckgebirgsdecke des Oberostalpins erfaßt werden konnten, die Reste eines sardisch metamorph gewordenen, dem oberostalpinen Paläozoikum primär zugehörigen Sockels darstellen. Der wichtigste Nachweis eines derartigen oberostalpinen Kristallins ist jüngst für die Kaintaleck-Vöstenhofer Schollenreihe an der Basis der Norischen Decke der Grauwackenzone durch F. NEUBAUER (1985) geführt worden. Er beruht auf der transgressiven Auflagerung des

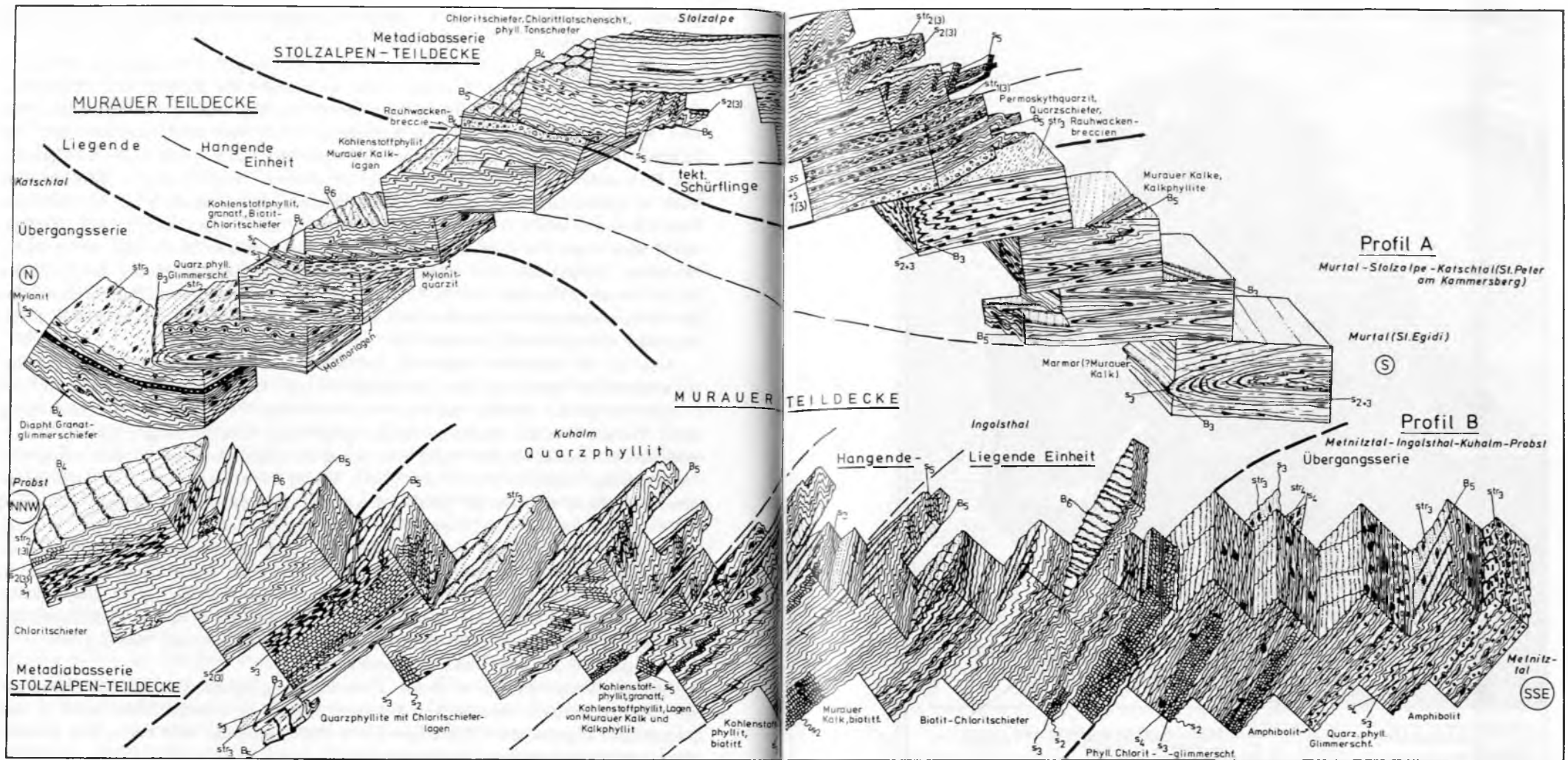


Abb. 33: Schematische Blockprofile durch die Teileinheiten der Gurktaler Decke im Gebiet von Murau, die die tektonische Stapelung und die kleintektonische Beanspruchung zeigen. Das Beispiel zeigt ferner die moderne sorgfältige Methode der Gefügeanalyse, durch welche hier die Trennung von zwei voralpidischen und vier alpidischen Prägungsphasen mit Hilfe der lokalen Einschaltung von Permtrias möglich geworden ist; nach W. v. GÖSEN (1982, Abb. 16).

ordovicischen Kalwanger Konglomerates auf dem Kaintaleck-Kristallin, worüber bereits auf S. 53 berichtet worden ist. Dieses oberostalpine Altkristallin hat übrigens durch den Gehalt einer Amphibolit-Ultrabazit-Serie vorsardischen Alters des Ausgangsgesteins eine eigene Note gegenüber dem mittelostalpinen Kristallin.

Ein zweiter Abschnitt, in dem die Verbindung vom oberostalpinen Altpaläozoikum zum Rest seines kristallinen Sockels erfaßt werden konnte, liegt am Ostrand des Grazer Paläozoikums. Dort hat F. NEUBAUER (1981, 1982) nachgewiesen, daß die zutiefst

liegenden altpaläozoischen Phyllite dieser Einheit mit dem östlich anschließenden Angerkristallin verknüpft sind. Die logische Konsequenz davon ist keineswegs: „Eine Primärverbindung des Grazer Paläozoikums mit dem Koralmkristallin durch die variszische Metamorphose kann damit als gesichert gelten“ (W. FRANK et al., 1983, S. 291). Es hat vielmehr der beste Kenner des Grazer Paläozoikums nach einer tektonischen Analyse des Deckenbaues dieser Einheit auf Grund neuer Daten (H. FLÜGEL, 1980 e, S. 87; 1981 b, S. 106) die Fernüberschiebung auch dieses Abschnittes des Oberostalpins über dem variszisch metamorphen mittelostalpinen Sockel in die alpidische Orogenese verlegt. Damit ergibt sich als Konsequenz – die H. FLÜGEL & F. NEUBAUER (1984, S. 60 und Kr.) gezogen haben –, daß es sich bei diesem gegenüber dem Mittelostalpin abgrenzbaren Angerkristallin ebenfalls um einen mitgeschleppten oberostalpinen Kristallinspan handelt (Abb. 34).



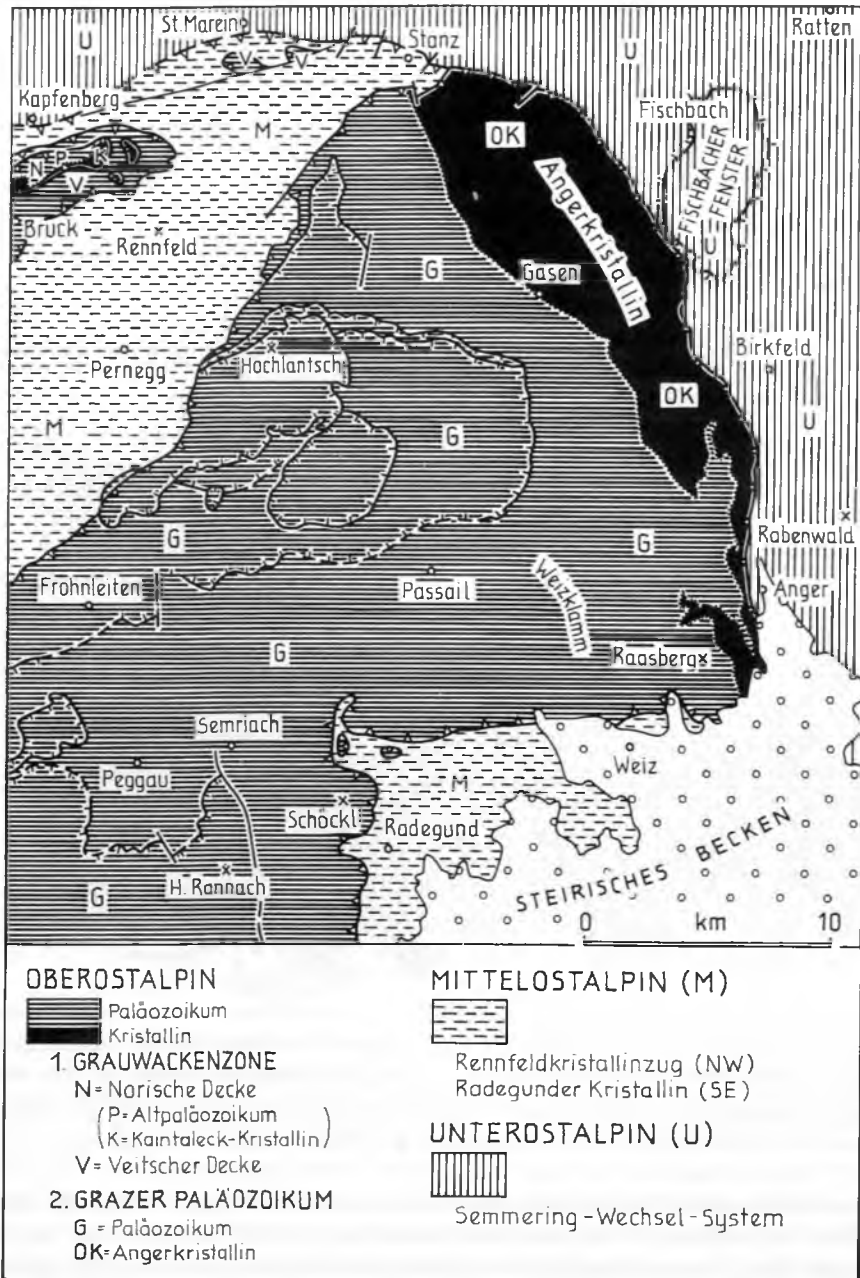


Abb. 34: Die tektonischen Verhältnisse an der Ostgrenze des Grazer Paläozoikums. Das Angerkristallin stellt nach den Untersuchungen von F. NEUBAUER einen Rest des oberostalpinen Sockels dar, die tektonische Grenze zum mittelostalpinen Kristallin liegt darunter; nach H. FLÜGEL & F. NEUBAUER (1984, Kt.).

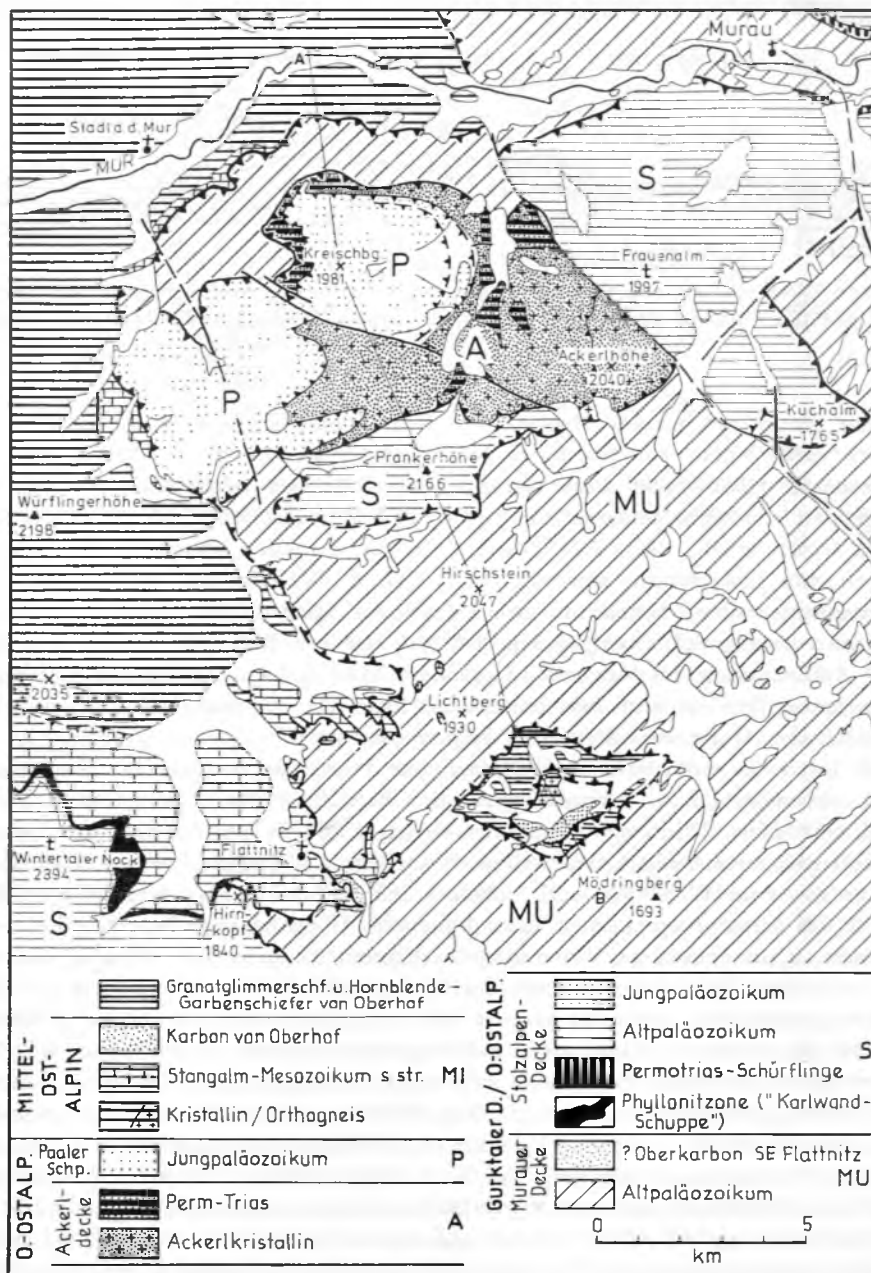


Abb. 35: Die Ackerldecke und das Oberhofer Fenster im Bereich des NW-Abschnittes der Gurktal-Decke; nach W. v. GÖSEN et al. (1985, Taf. 1).

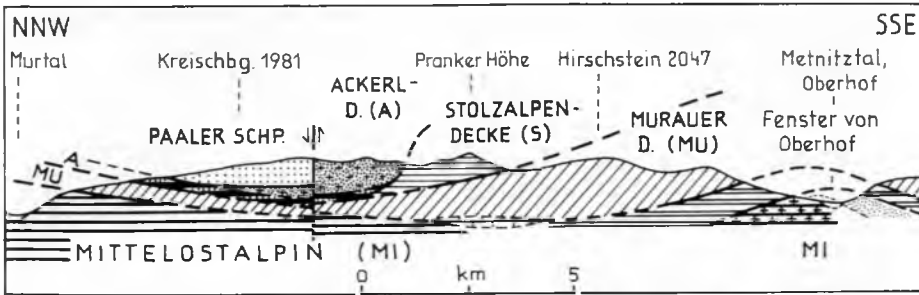


Abb. 36: Profil durch die Ackerldecke und das Fenster von Oberhof am NW-Rand der Gurktaler Decke; nach W. v. GOSEN et al. (1985, Taf. 1).

Eine dritte neu erfaßte oberostalpine Kristallinscholle liegt in der „Ackerldecke“ SW Murau am NW-Rand der Gurktaler Decke vor – Abb. 35 und 36. F. NEUBAUER (1980 c) hat diese Decke als eigenständiges tektonisches Element im Hangenden von Stolzalpendecke (im Süden) und Murauer Decke (im Norden) erfaßt (W. v. GOSEN et al., 1985, S. 697) und als einen tektonisch selbständig gewordenen Lappen von Oberostalpin gewertet (H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984, S. 59). Ein Hochschleppen dieser Scholle durch die Gurktaler Decke hindurch aus dem mittelostalpinen Untergrund ist entgegen J. PISTOTNIK (1980, S. 363) auf Grund des Fehlens einer Aufbruchzone im Raum der Gurktaler Decke südlich der Ackerlscholle nicht anzunehmen. Ihre Herkunft könnte vielmehr im Raum Viktring gesucht werden, wo Kristallin über Gurktaler Paläozoikum aufgeschoben ist.

e2) Durch die radiometrische Erfassung einer hochgradigen alpidischen oberkretazischen Metamorphose in Amphibolitfazies im Bereich der Kor- und Saualpe durch W. MORAU (ab 1979) und W. FRANK et al. (ab 1981) ist grundsätzlich eine höhere Mobilität des mittelostalpinen Kristallins dieser Region gegenüber früheren Vorstellungen zu erwarten. W. FRANK et al. (1983, S. 283, 291) nehmen nun für diesen Abschnitt des Mittelostalpins zwar keine alpidische Überschiebung von Koriden über Muriden an, sondern einen ersten Akt der Krusteneinengung und Metamorphose in der variszischen Ära, nach welchem das muride Gleinalm-Kristallin über jenem der Koralm gelegen war, und einen zweiten Akt in der Oberkreide, bei dem es zur Inversion der Serien durch Bildung einer nordvergente liegenden Großfalte mit Koralm-Kristallin im Kern und Stubalmserie mit ihrem Marmor Komplex als Hülle darunter und darüber gekommen sei – Abb. 37. Die Entstehung dieser supponierten Großfalte steht nach W. FRANK et al. (1981, S. 17) in unmittelbarem Zusammenhang mit der Stainzer Plattengneistektonik im Kern dieser Struktur, die nach Quarzgefüge-regelung und anderen Indizien als kretazisch, und zwar endkretazisch, gedeutet wird. W. FRANK et al. (1983, S. 283) stellen zugleich die Fensternatur der niedriger metamorphen muriden Serien im Wolfsberger Fenster und den begleitenden übrigen Fenstern unter einer Koriden-Faltendecke in Frage – was allerdings keineswegs berechtigt ist, da es ja neben Überschiebungsfenstern bekanntlich auch Überfaltungsfenster gibt (A. TOLLMANN, 1973 b, S. 312), denen man deswegen nicht ihre Fensternatur absprechen kann.

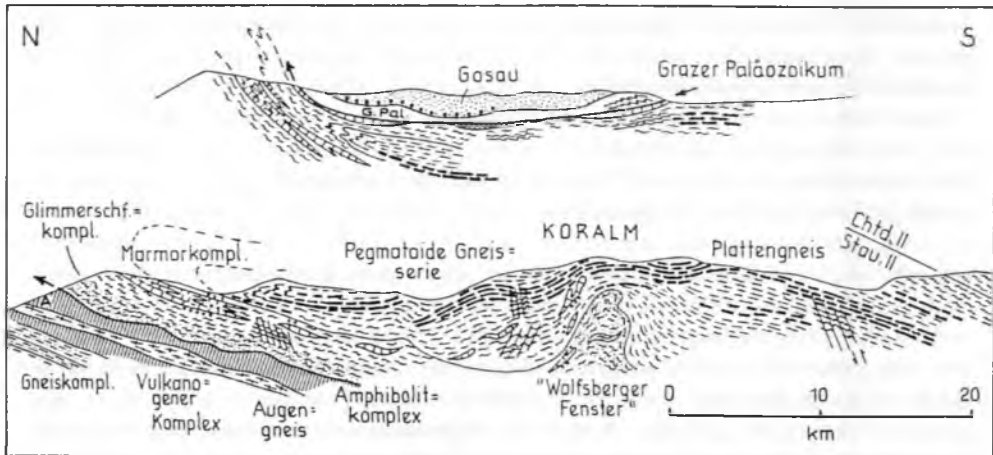


Abb. 37: Die von W. FRANK et al. (1983, Abb. 7) angenommene alpidische Liegendfaltenstruktur im mittelostalpinen Kristallin im Koralpen-Stubalpen-Profil W des Grazer Paläozoikums.

Die Auffassung, daß auch im Hauptkörper des mittelostalpinen Kristallins großräumige alpidische Überschiebungs- und Überfaltungsstrukturen stecken können, gewinnt durch die radiometrisch nachgewiesene kräftige alpidische Aufwärmung höhere Wahrscheinlichkeit. Während wir auf Grund der digitierenden Stirn dieser Einheit (im Sinne L. KOBERS) bereits seit langem um die etliche Kilometer breite tektonische Zerlegung in der Frontalzone im Bereich von Schladminger, Wölzer und Seckauer Tauern wissen (Bd. I, S. 289, 304; Abb. 92, 95), ist vergleichsweise der Hauptkörper des Mittelostalpins westlich des Tauernfensters mit seinem Schlingenbau trotz kräftiger alpidischer Metamorphose im Südteil durch die kretazische Orogenese keineswegs in Teildecken zerschlitzt oder in Faltendecken geworfen. Ausmaß und Zeitpunkt einer internen alpidischen Umgestaltung des mittelostalpinen Deckenkörpers östlich des Tauernfensters werden zunächst auch vergenzmäßig ernstlich zu prüfen sein, bevor hier sicherer Boden erreicht wird. Das Alter der Überschiebung von Koriden über Muriiden ist ja nach wie vor nicht gesichert. Der Indizienbeweis für das endkretazische Alter einer supponierten Koralm-Kristallin-Faltendecke mit ihrem Plattengneiskern ist nur ein Anfang: Die Plattengneise als angeblich erst alpidisch geprägter, damals stärk durchbewegter Komplex, weisen auf Grund der radiometrischen Daten gerade abweichend zur Umgebung voralpidische Alterswerte auf. Außerdem war zu Ende der Kreide das Oberostalpin über dieser Region wohl eher bereits überschoben, auch wenn der alpine Bau mehrphasig vor sich ging. Daß sich dann ein solcher Bau aus liegenden Faltendecken unter dieser Überlagerung vollzogen haben soll, ohne daß Teile von oberostalpinem Paläozoikum in diese Einfaltung einbezogen worden wären, ist unwahrscheinlich. Es ist daher die Einstufung dieses großräumigen Transportes von koridem Kristallin samt Plattengneistektonik an das Ende der Kreidezeit verschiedentlich auf Ablehnung gestoßen (W. FRISCH et al., 1984, S. 63; P. BECK-MANNAGETTA et al., 1985, S. 184). Andererseits gibt es bei der Annahme großräumiger nordvergenger

variszischer Tektonik hier im grundsätzlich südvergenten variszischen Südoststamm noch größere Schwierigkeiten, sodaß alpidische Formung wahrscheinlicher ist. Mangel an datierten Vergenzrichtungen kennzeichnet auch diesen Abschnitt der Zentralalpen.

e3) Weitere interessante neue Beobachtungen liegen hinsichtlich der Begrenzung und Ausdehnung der Gurktaler Decke vor. Zunächst hat eine Neubearbeitung des Oberhofer Fensters W Metnitz in Kärnten – dessen Existenz ebenso wie die seines größeren südlichen Gegenstückes, des Wimitzfensters, durch P. BECK-MANNAGETTA heftig bestritten worden war – nun durch K.-H. HAIGES (1982, S. 189 und Abb. 1) erbracht, daß im Rahmen dieses Fensters sogar zwei großtektonische Bewegungsflächen austreichen und der Überschiebungsbau eindeutig ist – Abb. 35–36.

Sodann hat die Neuuntersuchung der Viktringer Permotrias, rund 5 km SW von Klagenfurt über mittelostalpinem Kristallin südlich vom erosiven Südrand der Gurktaler Decke gelegen, durch M. SCHÜNEMANN et al. (1982, S. 203 f., Abb. 3) ergeben, daß dort auch noch ein Rest eines Paläozoikums, vermutlich Äquivalent der Magdalensbergserie, als Deckscholle über der Trias erhalten geblieben ist. Dieses neu entdeckte Viktringer Paläozoikum „muß als Rest der Gurktaler Decke angesehen werden. Die Gurktaler Decke ist daher in den Viktringer Raum zu erweitern, ihre Wurzel wird im Bereich der Karawanken vermutet.“ Die seinerzeit bei Abgliederung der Gurktaler Decke sich aus der Geometrie zwingend ergebende Folgerung für den wurzelnahen Raum wird damit heute konkret bestätigt.

Wichtig für die Frage der tektonischen Abgrenzung des früher umstrittenen Südostteiles der Gurktaler Decke („Phyllitgruppe“) im Raum von Haimburg am Südrand der Saualpe zum unterlagernden Saualpenkristallin („Glimmerschiefergruppe“) sind die Ergebnisse von W. NOWAK (Arbeitstagg. Geol. Inst. Wien, 6. 1985): Er konnte im Raum NW Haimburg die einst von G. KLEINSCHMIDT (1968, S. 109) vom Südrand der Saualpe beschriebene Überschiebungsbahn zwischen Glimmerschiefer- und Phyllitgruppe und auch die kräftige tektonische Amputation des Hangenteiles der polymetamorphem Glimmerschiefergruppe (Mittelostalpin) unter der auflagernden Phyllitgruppe (Oberostalpin, Gurktaler Decke) im Sinne von J. NEUBAUER (1970, S. 76) bestätigen, nun aber auch den bisher noch nicht geführten Altersnachweis dieses Vorganges durch die Einstufung der letzten, übergreifenden Metamorphose mit 90 Millionen Jahren als alpidisch erbringen.

e4) Schwierigkeiten hingegen stellen sich nach wie vor bei der Deutung und Beheimatung des oberen, tektonisch selbständigen Teiles des Stangalm-Mesozoikums s. l. ein, das am Westrand der Gurktaler Decke liegt. Dieses Mesozoikum war zunächst für K. HOLDHAUS (1921, 1922), L. KOBER (1923) und H. STOWASSER (1956) entscheidend für die Abtrennung der hangend auflagernden Gurktaler Decke (Bd. I, S. 309 f.). Von besonderer Bedeutung aber war dieses Mesozoikum nach Klarstellung seiner zentralalpinen Fazies für die grundsätzliche Trennung von Mittel- und Oberostalpin (A. TOLLMANN, 1958; 1959). Der nächste Schritt vollzog sich mit der Abtrennung eines selbständigen oberen Anteiles dieses Permomesozoikums in Form der „Pfannockschuppe“, die von der transgressiv dem Mittelostalpin auflagernden tieferen Permotrias, der sogenannten „Melitzenscholle“ (A. TOLLMANN, 1975 b), durch einen Phyllonit-Streifen („Karlwandschuppe“) getrennt ist (Bd. I, Abb. 100, S. 320). Der Oberteil dieses Permomesozoikums, also der Pfannockschuppe, wurde damals vom Verfasser

auf Grund ihres sandigen Anis als ein von der östlichen Fortsetzung des Drauzuges abstammender, eingewickelter Span gedeutet.

In der Zwischenzeit ist durch W. FRANK (1983, S. 251) auf Grund der Beobachtung von K. LIEGLER (1973, S. 40 ff.), daß auch im Anis der transgressiv dem mittelostalpinen Kristallin auflagernden Melitzenscholle beim Ochsenstand 10 km NNE Radentheiner ein beträchtlicher Sandgehalt auftritt, die Schlußfolgerung gezogen worden, daß beide permotriadischen Schollen im Raum der Stangalm in ursprünglicher Nachbarschaft lagen.

Die neueste Detailuntersuchung vom Permoskyth der beiden Schollen des Stangalmzuges unter vergleichender Einbeziehung von altersgleichen Serien am Rücken der Gurktaler Decke durch K. KRAINER (1984) sowie Beobachtungen zur Tektonik dieses Raumes durch W. v. GOSEN et al. (1985) haben folgende neue Gesichtspunkte erbracht: Die Phyllonitzone („Karlwandschuppe“) repräsentiert vorwiegend das ausgedünnte und verschleifte Altpaläozoikum der Murauer Decke, wie vom Verfasser (1975, S. 29) vermutet. Die problemreiche Pfannockschuppe liegt demnach als fremder tektonischer Span im Liegenden der Stolzalpendecke. Die sedimentologischen Beobachtungen von K. KRAINER (1984, S. 169 f.) lassen sich wie folgt zusammenfassen: Das Permoskyth der Pfannockschuppe, der Melitzenscholle und der Gurktaler Decke weisen eine lithologisch und faziell stark unterschiedliche Entwicklung auf. Auch eine Anknüpfung des Pfannockprofils an die Drauzugfazies ist nicht möglich. Ein sandiges Anis sei für eine fazielle Verbindung zu wenig aussagekräftig, es findet sich außer in der Stangalmtrias s. l. auch im Drauzug, im Brenner-Mesozoikum, am Jaggl und in der Krabachjochdecke. Ferner ist nach KRAINER ein Transgressionsverband der Permotrias zum Karbonkonglomerat nicht gegeben, ja sogar zum angrenzenden Pfannockgneis nicht wahrscheinlich, da keine Gerölle von diesem Gneis im Permoskyth der Pfannockscholle vorkommen. Interessant ist ein bezeichnender Gehalt von Staurolith (bis 9 Prozent) und Disthen (bis 2 Prozent) im Schwermineralspektrum des roten Permsandsteins der Pfannockschuppe. Dadurch sollte das Gailtalkristallin nicht als Liefergebiet für den Detritus herangezogen werden, da diese Minerale dort variszisch diaphthoritisiert und nicht erhalten sind und daher auch im dort auflagernden Permoskyth-Komplex fehlen. Auf Grund der genannten Schwerminerale denkt K. KRAINER vielmehr an ein kristallines Liefergebiet von der Zusammensetzung der Radentheiner Serie.

Auf Grund dieser neuen zusätzlichen Beobachtungen läßt sich über die Herkunft der Pfannockschuppe folgendes schließen: Setzt man auf Grund gewisser makroskopischer Ähnlichkeiten (im Sinne von W. FRANK) das Permoskyth der Pfannockschuppe (trotz der sedimentologischen Daten von K. KRAINER) in eine engere Beziehung zu jenem der Melitzenscholle, so wäre die Pfannockschuppe auf Grund ihres nordvergente Transportes südlich der mit dem mittelostalpinen Kristallin verbundenen Melitzenscholle beheimatet. Das heißt, sie käme in diesem Fall am äußersten Südrand des einstigen Mittelostalpins über einem Kristallin vom Typus der Radentheiner Serie zu liegen. Diese Zone könnte bereits einen Übergangstreifen zwischen mittel- und oberostalpinem Faziesraum im nun tektonisch amputierten Bereich der Periadriatischen Naht darstellen, mit gewissen eigenständigen Zügen. Die tiefere und mittlere Trias der Pfannockschuppe paßt demnach mehr zum mittelostalpinen Stangalm-Vergleichs-

profil der Melitzenscholle, die Obertrias mit Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössener Schichten ist weniger aussagekräftig, paßt aber durchaus vor die Kalkalpenfront mit einer derartigen Entwicklung im Bereich der Hauptdolomitzfazies in den Kalkvoralpen.

Eine ähnliche Situation, aber besser überschaubar, hat ja J. GEYSSANT (mündl. Mitt.) in der Maulser Trias am äußersten Südrand des Mittelostalpins im Westen der Ostalpen vorgefunden, wo der mittelostalpine Faziescharakter der Gesamtserie noch deutlich ist, aber erste Anzeichen kalkalpinen Einflusses an bestimmten Merkmalen, etwa dem Auftreten von Reiflinger Kalken, spürbar sind. Auf einen solchen südlichsten Streifen des Mittelostalpins mit Beziehungen zur oberostalpinen Stirnpartie weist im Bereich des Drauzuges wahrscheinlich auch das Nötscher Karbon hin. Die kristallinen Komponenten der oberkarbonen Badstubbekrie und der Konglomerate der Nötschformation zeigen entgegen dem heute benachbarten, bereits variszisch diaphthoritisierten oberostalpinem Gailtal-Kristallin kaum Spuren retrograder Überprägung und wurden auch nicht vom heute angrenzenden Granit von Nötsch geliefert. Sie heben sich ferner deutlich von den Geröllen des Permoskyth-Sandsteines des oberostalpinen Drauzuges ab (CH. EXNER, 1983, S. 217; H. SCHÖNLAUB, 1985, S. 683, 689). Das legt die Vorstellung nahe, daß dieses gegenüber dem Drauzug tektonisch isolierte Nötscher Karbon primär eher am südlichsten Teil des mittelostalpinen Kristallins als im Verband des Oberostalpins abgelagert worden ist. Die faziell enge Beziehung zum Veitscher Karbon, das ja vom Verfasser seit langem als abgesplitteter, überfahrener Stirnteil des oberostalpinen Paläozoikums als Ganzes angesehen wird, käme dann bei Abwicklung des Oberostalpins in eine Zone unmittelbar südlich vom Hinterrand des Mittelostalpins, also in die einstige Nachbarschaft von Nötsch zu liegen, ohne daß das Nötscher Karbon als tektonisch weit verschürfter oberostalpiner Span gedeutet werden müßte (vgl. H. FLÜGEL, 1980 a, S. 27 ff.).

Die zuletzt hier mitgeteilten Überlegungen über die Rekonstruktion eines heute im Bereich der Periadriatischen Naht fehlenden Krustenstreifens zwischen Mittel- und Oberostalpin tragen vor weiteren Detailuntersuchungen zu diesem Thema noch hypothetischen Charakter.

f) Vom Ostalpin westlich des Tauernfensters hat zuletzt wiederum die noch unzureichend studierte Phyllitgneiszone im Grenzbereich von Mittel- und Oberostalpin Interesse erweckt. Diese Phyllitgneiszone samt dem Landecker Phyllit wird vom Verfasser als oberostalpinen Kristallin betrachtet, vielfach rückschreitend metamorphosiert, das trotz aller Verschuppung die Basis des lokal erhaltenen Karbons und der permomesozoischen Serie der Nordkalkalpen bildet (Bd. I, S. 510 f.). Durch eine Steilstellung des Grenzstreifens zum Mittelostalpin, durch ein jüngeres, tertiäres Nachrücken dieser Einheit, besonders der Ötztaldecke, ist die Grenzzone tektonisch kompliziert gestaltet. Ein Zusammenhang zwischen Phyllitgneiszone und mittelostalpinem Kristallin besteht nicht. Nur sehr wenige mesozoische Späne markieren die Grenze zwischen den beiden Kristallingebieten verschiedener Zugehörigkeit. Es sind dies die seit den Zeiten HAMMERS (1919) nicht neu untersuchten Permotrias-Reste von Puschlin im Abschnitt von Piller und jene der Thialspitze im Raum von Landeck. W. HAMMER (1919, S. 233 f.) hat diese Reste mit zentralalpiner Trias verglichen, wir sind ihm 1963 (a), S. 79, gefolgt.

Nun hat eine Neuuntersuchung dieser Phyllitgneiszone samt ihrer Permotrias bei Landeck durch L. KRECZY (1981) und M. ROCKENSCHAUB et al. (1983) ergeben, daß die Phyllitgneiszone im breitesten Profilstreifen im Bereich des Venetberges eine nordvergente breite Antiklinalstruktur aufweist und daß die geringfügigen Permotriasreste im Süden unter Zwischenschaltung von fraglichem Karbon in Form von Graphitphylliten noch am ehesten als tektonisch stark beanspruchte kalkalpine Reste aufzufassen sind. Die Autoren folgern aus den spärlichen verfügbaren Daten, daß der Südrand der Phyllitgneiszone hier mit auflagernder Jungschichtenserie aufrecht unter das Silvretta-kristallin abtaucht. Damit wäre nach diesen – allerdings nur als möglich dargestellten – Ergebnissen eine noch klarere Abgrenzung der Phyllitgneiszone zum benachbarten mittelostalpinen Kristallin gegeben als bei der früheren Version. Diese Deutung vom Abtauchen kalkalpiner bzw. oberostalpinen Elemente unter den sekundär nachrückenden mittelostalpinen Stirnrand steht übrigens in Übereinstimmung mit der im aufgeschlossenen Queranschnitt am Westrand der Silvrettadecke vom Verfasser (1970 d) klargestellten Spurschollenreihe aus eingewickelter kalkalpinem Material unter der Silvrettadecke, dort in Form der Madrisazone, bestätigt durch P. HALDIMANN (1975), der die Madrisazone als Fortsetzung der hinteren, südlichen Partien der Lechtaldecke sieht. Auch das durch die geophysikalischen Arbeiten der ÖMV-AG jüngst konstatierte kräftige Eintauchen des Kalkalpensüdteiles und deren Jungschichtenunterlage unter die Ötztaldecke (Bd. II, S. 108) harmonisiert mit diesem Bild.

g) Nicht eingegangen kann in diesem Rahmen auf die jüngst erschienene „Großtektonische Neuorientierung in den Ostalpen“ von W. FUCHS (1985) werden, da hierin durch ein Übermaß an unbegründeten Behauptungen die Basis für eine Diskussion fehlt: Wenn die Nördlichen Kalkalpen als orogenetisches Gebilde aus Unter-, Mittel- und Oberostalpin deklariert werden, wenn keine Faziesunterschiede in der unter-, mittel- und teilweise oberostalpinen Trias zugelassen werden, wenn eine augenfällige Belanglosigkeit der Trias als paläogeographischer oder tektonischer Bezugshorizont für alpidische Strukturen propagiert wird, wenn Teile des Kerngebietes des Unterostalpins im Tauernrahmen als Südpennin bezeichnet werden usw., ohne die entsprechenden Belege dazu liefern zu können, so besteht keine Möglichkeit, sich hier mit solchen Ideen sinnvoll auseinanderzusetzen.

h) Im Vorstehenden wurde eine Reihe neuer Gesichtspunkte zur Betrachtung der Gliederung des Ostalpins und zur Bestätigung des großräumigen alpidischen Ferntransportes des Oberostalpins über die unterlagernden Einheiten im Ausmaß von 185 km vorgebracht – darunter einzelne Punkte (wie etwa Absatz a), die für sich allein als Beweis bereits völlig genügten. Nicht zu vergessen ist natürlich die noch größere Zahl der ursprünglichen, weiterhin wichtigen und gültigen Argumente, die hier nicht wiederholt wurden, da sie in Band I, S. 194 ff., dargelegt worden sind.

Zum Abschluß dieser Betrachtung soll aber doch noch der aus der Tiefe der Vergangenheit herauf wirkende, meist nicht ausgesprochene Haupteinwand Erwähnung finden, nämlich die Unglaublichkeit solcher großer Überschiebungen. Gerade aber solche Zweifel werden in neuester Zeit durch immer weitere, noch größere, noch verblüffendere Belege für die hohe Mobilität der Kruste im Zusammenhang mit der Plattentektonik hinweggeschwemmt. Mit der feldgeologischen Erfassung von 185 km Schubweite im Ostalpin und über 200 km weiten Überschiebungen im



mediterranen Südstamm in den Helleniden begann die Phase des Wissens um eine neue Mobilität, mit dem ebenfalls feldgeologisch erbrachten Beleg der 300-km-Überschiebung der Gföhler Decke im Moldanubikum wurde sie fortgesetzt (A. TOLLMANN, 1982 a; 1985; Vergenzbeweis auch bei PH. MATTE et al., 1985) – Bd. II, S. 651.

Die gegenwärtigen großen geophysikalischen, besonders seismischen Erfolge auf diesem Gebiet stellen aber auch diese Dimensionen bereits wieder in den Schatten, da hierdurch 350 km und mehr an Transportweite soeben vielfach erfaßt werden: In den USA schwimmen die Appalachen nach seismischer Auskunft in ihrer gesamten Breite bis zum Atlantik allochthon über dem Schild, in der westlichen Küstenkette der USA stellt sich eine flach ostfallende Überschiebungsbahn bis unter das Great Basin ein, im variszischen Nordstamm Europas wird gerade die altberühmte „faille du midi“ geophysikalisch unter dem Pariser Becken durch bis Orléans trassiert (M. CAZES et al., 1985), in den Ostalpen wird durch die Geophysik der ÖMV-AG die Molasse und das ruhig unterlagernde autochthone Mesozoikum des Vorlandes unter der ganzen Breite der Kalkalpen in Tirol und noch weiter unter die Front der zentralalpinen Ötzmasse verfolgt (Bd. II, S. 108), in den Karpaten beginnt die Geophysik eine flache Unterteufung guter Teile des Westkarpatenbogens durch die Molasse zu erfassen. Dort ist eine noch großartigere Unterfahrung des Deckenlandes durch das Vorland als in den Alpen zu erwarten, da sich in diesem Raum die Ausgestaltung des Karpatenstranges zum Karpatenbogen unter lang anhaltender Bewegung im Tertiär durch den dauernd wirksamen Motor des Manteldiapirs unter dem Ungarischen Becken vollzogen hat, den Bogen immer weiter verschärfend und über das Vorland hinausdrängend (vgl. S. 140 f.).

So fällt heute auch jene emotionelle letzte Barriere der „Unglaublichkeit“ großer Überschiebungen und läßt uns die Großartigkeit des alpinen orogenen Geschehens, diese Gestaltung wahrhaft globalen Ausmaßes im Sinne von L. KOBER, ungetrübt im Sinne bewundern. Der großartige Deckenbau der Orogene ist mit zunehmender Detailkenntnis und mit zunehmendem Einsatz exakter Methoden nicht – wie von außeralpiner Seite oft prophezeit – zusammengebrochen, sondern noch beeindruckender geworden (Tab. 3). Unsere Achtung vor den Pionieren der Deckenlehre in den Alpen aber, die in der Vergangenheit seit E. SUESS (vgl. A. TOLLMANN, 1981 c) auf unvergleichlich schmalerer Basis den richtigen Weg erkannt haben, ist hierdurch nur noch weiter gestiegen.

## 8. Literatur

- P. BECK-MANNAGETTA & M. KIRCHMAYER, 1985; F. BECKE, 1909; E. CLAR, 1953 a, 1965; M. CAZES et al., 1985; P. FAUPL, 1979 b; P. FAUPL & A. TOLLMANN, 1979; H. FLÜGEL, 1980 a, e, 1981 b; H. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984; W. FRANK, 1983; W. FRANK et al., 1981, 1983; W. FRISCH et al., 1984; W. FRITSCH, 1967, 1970; W. FUCHS, 1985; J. GEYSSANT, 1973; W. v. GOSEN, 1982; W. v. GOSEN & F. THIEDIG, 1980, 1982; W. v. GOSEN et al., 1985; K.-H. HAIGES, 1982; P. HALDIMANN, 1975; W. HAMMER, 1919; M. HUBBERT & W. RUBEY, 1959; CH. KING, 1985; L. KOBER, 1911, 1912 a, b, 1923, 1938, 1955; K. KRÄINER, 1984; M. KRÁLIK, 1982, 1983 a, b; L. KRECZY, 1981; K. LIE-

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-