

Sitzung der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse
vom 18. Juni 1964

Sonderabdruck aus dem Anzeiger der math.-naturw. Klasse der
Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Jahrgang 1964, Nr. 10

(Seite 237 bis 246)

Das korr. Mitglied E. Clar übersendet eine kurze Mitteilung,
und zwar:

„Zur alpidischen Phasengliederung in den Ostalpen.“ Von Alexander Tollmann.

In neuerer Zeit wurde besonders von außeralpinen Geologen die Existenz des phasenmäßigen Ablaufes der Gebirgsbildung vielfach negiert. Die zahlreichen neuen Daten, die zu diesem Themenkreis in den Ostalpen vorliegen, fordern zu einer Stellungnahme auf. Es soll hier daher die Antwort auf die Frage nach der Existenz eines Phasenrhythmus am Beispiel der Ostalpen gegeben werden und die verschiedene Bedeutung der Einzelphasen dieses Gebirges klargelegt werden. Im ersten Abschnitt ist eine systematische Besprechung der alpidischen Gebirgsbildungsphasen der Ostalpen angebracht, wobei eine Reihe von neuen Phasen einzuführen ist bzw. zu Unrecht verwendete Bezeichnungen richtigzustellen sind. Im zweiten Abschnitt soll die Verschiedenwertigkeit der Phasengruppen erwähnt werden, im dritten schließlich werden einige allgemeine Grundzüge abgeleitet werden. Eine ausführliche Darstellung dieser hier im Überblick vorgebrachten Ergebnisse, eine eingehende Begründung und eine ausführliche Literaturangabe gelangt getrennt zur Veröffentlichung, worauf zufolge der Kürze dieser Darstellung verwiesen werden muß.

I. Systematischer Überblick über die alpidischen
Gebirgsbildungsphasen in den Ostalpen.

1. Die montenegrinische Phase (Crnogorska-Phase) an der Grenze Skyth/Anis wurde von B. Milovanovic 1954 in den Dinariden W des Skutarisees aufgestellt. Die Bewegungen, die an der Typlokalität orogenetischen Charakter und nennenswertes Ausmaß aufwiesen, wirkten sich abgeschwächt in den

Südalpen aus und führten zur Bildung des Richthofenkonglomerates.

2. Die labinischen Phasen innerhalb des Ladin müssen wir in eine altlabinische Phase des Unterladin untergliedern, durch welche in den Südalpen nach B. Berce 1963 im Raum Idria, Ljubljana und in Ostslowenien relativ kräftige orogenetische Bewegungen vorstatten gingen und in die junglabinische Phase, die an der Ladin-Karn-Grenze eine großräumige Umstellung in der Sedimentation zur Folge hatte.

3. In der altkimmerischen Phase an der Rhät/Lias-Grenze stellten sich nicht nur im kalkalpinen Trog Hebungen und flachwellige Aufwölbungen ein, die eine Schichtlücke im Lias alpha und ein diskordantes Einsetzen von Lias beta in dieser Hochzone zur Folge hatte, sondern kräftige (Vertikal-)Bewegungen bewirkten in der unterostalpinen Zone das diskordante Vordringen grober Brekzien auf verschiedenen alte Schichtglieder (Radstädter Tauern, Err-Julier-Gruppe).

4. Die mesokimmerische Phase innerhalb des Lias bewirkte eine Andauer der Brekzienbildung in den zentralalpiner Trögen. Die Orogenbrekzien vom Typ der Türkenkogelbrekzie, der Tarntaler Brekzie im Unterostalpin und der Brennkogelbrekzie im Pennin verdanken dieser Phase ihre Entstehung.

5. Als hochalpine Phase wird hiemit die nachliassische und vorbathonische Bewegung bezeichnet, die im oberostalpinen Trog durch gleiche Auswirkungen wie die altkimmerische Phase gekennzeichnet wird: Über einer Schichtlücke im tiefsten Dogger liegt der Klauskalk des Bathoniens vielerorts dem Untergrund transgressiv mit Basalbrekzien auf.

6. Die jungkimmerische Phase läßt zwei Teilbewegungsakte erkennen: Eine tiefmalmische Phase, die auf Grund ihrer Wirkungen in den Südalpen (Isonzo, Karst) bekannt ist und in den Nordalpen durch Bruchtektonik im Osterhorngebirge in Verbindung mit Brekzienbildung innerhalb der Tauglbodenschichten gekennzeichnet ist, und die Deister-Phase an der Grenze Kimmeridge/Tithon, in der im Unter- und Oberostalpin bereits sehr kräftige, allerdings noch vorwiegend vertikale Bewegungen vor sich gingen. In diese Zeit fällt die Bildung der Schwarzeckbrekzie mit ihrem groborogenen Brekziencharakter und die Ausbildung der großen Diskordanz im Liegenden der Aptychenschichten der Lunzer Decke, der Basalbrekzien bildenden Oberalmerschichten N vom Göll und der Basalbrekzien des Plassenkalkes im Salzkammergut.

7. Die austroalpine Phase habe ich 1963 für die im Oberhauterive bis Barrême ablaufende erste starke orogenetische Bewegung in den Ostalpen eingeführt. In den Zentralalpen beginnt in dieser Zeit der Zuschub des nachmaligen Tauernfenster-Abschnittes und des Pennin E davon. In der kalkalpinen Geosynklinale kommt es zur Bildung der Hallstätter Decken, deren Stirnschutt in die sich bildenden orogenetischen Brekzien der Oberen Roßfeldschichten des Oberhauterive eingeschüttet wurde (Unkener Mulde, Roßfeld, Ischler Brekzie). Barrême und Unterapt bleibt im Salzkammergut Schichtlücke.

8. In der austrischen Phase läuft die bedeutende Fernüberschiebung im Mittel- und Ostabschnitt der Zentralalpen ab, sodaß nach Abschluß dieser Bewegungsphase im Cenoman bereits das Pennin des nachmaligen Tauernfensters verdeckt ist und die kalkalpine Stirn S des Ultrapienidischen Rückens, der in der Gegend der heutigen Grauwackenzone lag, angekommen war. Dies bezeugen die von N nach S damals in die Stirnteile der Kalkalpen eingeschütteten Quarzporphyr-, Melaphyr- u. a. Gerölle dieses Rückens. Der austrische Zyklus läßt sich gliedern in die altaustrische Phase, die voroberalb ablief, und in die jungaustrische Phase, die an der Grenze Alb/Cenoman vor sich ging. Im Gebiet des nachmaligen, damals noch freiliegenden Unterengadiner Fensterinhaltes kam es zur Brekzienbildung und Transgression des Cenoman im Unterostalpin.

9. Für die vorgosauische Gebirgsbildung wurde bisher allgemein die Bezeichnung „subherzynische Phase“ oder „Ilseeder Phase“ verwendet — zu Unrecht, da diese so bezeichnete Phase von H. Stille für die Bewegungen an der Grenze vom Unter/Ober-Emscher, also an der Wende Unter/Mittel-Santon fixiert wurde. Diese wichtige vorgosauische Gebirgsbildungsphase, in die die Deckenbildung und weite -überschiebung in den gesamten Kalkvoralpen fällt, lief vielmehr bereits vorconiac im Turon, mit Paroxysmus im Mittelturon ab (W. Zeil 1956). Für diese Phase wird hier die Bezeichnung „mediterrane Phase“ eingeführt. Sie ist von den Westalpen bis in die Karpaten nachweisbar. In diese Phase fallen die Deckenüberschiebungen des Lunzer-Reichraming-Lechtaler Deckensystems über das Frankenfesler-Ternberg-Allgäu-Deckensystem, die Überschiebung von Tirolikum auf Bajuvarikum, von Inntal- auf Lechtal-Decke, von Krabachjochdeckscholle auf Inntaldecke. Im Pennin und Unterostalpin des West-Ostalpen-Grenzbereiches herrscht noch

durchlaufend Sedimentation, wobei diese Phase durch Brekzien markiert wird.

10. Die intragosauischen Phasen, die dem subherzynischen Zyklus entsprechen, sind sämtlich nur von mäßiger Bedeutung: Diskordanzen innerhalb der Gosauserien entstehen, aber im Hauptabschnitt der Ostalpen, vom W ausgenommen, sind keine Deckenbewegungen nachweisbar. Die Ilseder-Phase an der Grenze Unter/Mittel-Santon ist nur im Reichenhaller Becken zu erfassen. Die Wernigeröder-Phase an der Grenze Santon/Campan führte zu Diskordanzen im Becken von Gosau und zur Bildung brackisch-limnischer Serien der Brandenberger Gosau, jener des Traunsteins und des Grünbacher Beckens. Als stärkste intragosauische Phase gibt sich die Ressenphase an der Grenze Unter/Ober-Campan zu erkennen: Nicht nur durch starke Diskordanzen, über denen mit Transgressionsbrekzien die höhere Gosau einsetzt (Becken von Gosau, Gams, Laussa-Groß Raming, ? Muttekopf), sondern auch in einem Umschlag der Schwermineralschüttung (G. Woletz 1963), was durch das Absenken des einstigen nördlichen Liefergebietes, der Ultrapienidischen Schwelle und die Hebung der Zentralalpen ab Mittelcampan erklärt werden kann. Auch im Helvetikum äußert sich lokal die Ressenphase durch die Transgression der Wangschichten mit Basalbrekzien. Im Abschnitt des Unterengadin spielt sich in der Zeit der Ressenphase der Vorstoß des Mittel- und Oberostalpin über die tieferen Einheiten ab, was sich in der Silvrettakristallin hältigen Groborogenbrekzie an der Flyschbasis des Unterostalpins widerspiegelt.

11. Der laramische Zyklus war in seiner gesamten Auswirkung hier nicht sehr bedeutend. Drei Teilphasen lassen sich unterscheiden. Die Phase laramisch 1 an der Grenze Masstricht/Dan und laramisch 2 an der Grenze Unter/Mittel-Paleozän werden beide durch lokale Sedimentationsunterbrechungen im Gamser Becken angedeutet. In letzterer und in der Phase laramisch 3 an der Grenze Paleozän/Eozän machen sich die Wildflyschbildungen im westlichen Ultrahelvetikum geltend (Bolgenkonglomerat, Unternoggschichten, Dürnbachbrekzie, Eschbannhauser Konglomerat); die Trockenlegung des bayrischen Flyschtroges fällt in diese Zeit. Wohl im Zusammenhang mit der Phase laramisch 3 kommt es im tiefen Eozän im Unterostalpin der W—E-Alpen-Grenze zur Wildflyschbildung.

12. Die Bewegungen des illyrisch-pyrenäischen Zyklus sind verantwortlich für die wichtigsten „nachgosauischen“ Deckenschübe in den Kalkalpen, die allerdings meist nur gering-

füüge Nachbewegungen an den alten Überschiebungsflächen darstellen. Die illyrische Phase liegt an der Grenze Mittel/Ober-Eozän, die pyrenäische an der Grenze Eozän/Oligozän. In ersterer vollzieht sich die Trockenlegung des westlichen Ultrahelvetikums und die erste Anlage des Molassestreifs, in letzterer die vollkommene Trockenlegung von Helvetikum und Ultrahelvetikum. In diesem Zyklus beginnt ferner die Überschiebung des Ostalpins den Südrand des Flysches zu überwältigen. Innerhalb der Kalkalpen ist durch die illyrische Phase neben den allenthalben spürbaren „nachgosauischen“ Nordbewegungen ein Südschub am Kalkalpen-Südrand zu verzeichnen. Der illyrischen Phase ist ferner die Beckenumorientierung zuzuschreiben: Das Ober-eozän (Kirchberg, Wimpassing, Willendorf, Unterinntal) knüpft mit Ausnahme von Reichenhall—Salzburg nicht an die noch bis ins Unter- und Mitteleozän erhaltenen Gosaubecken an.

13. Die für die Deckenbildung im Schweizer Helvetikum so wichtige helvetische Phase Kobers an der Grenze Unter/Mittel-Oligozän ist für die Ostalpen vollkommen bedeutungslos. In dieser Zeit begann sich hier bereits — durch ein langanhaltendes Ruhestadium begünstigt — die Augensteinlandschaft zu entwickeln.

14. Die savischen Phasen lassen eine kräftige Frühbewegung, nämlich die altsavische Gebirgsbildung an der Grenze Chatt/Aquitain und noch ins tiefere Aquitain reichend und eine schwächere Nachbewegung, die jungsavische Orogenese an der Grenze Aquitain/Burdigal erkennen, während die jüngst-savische Phase am Ende des Unterburdigal nur aus den Karpaten als schwache Störungszeit bekannt ist. Die altsavische Phase bewirkte durch einen Flyschdeckenvorstoß und durch eine schwache Schuppung innerhalb der Kalkalpen die Zerstörung der Augensteinlandschaft. Die Entstehung dieser Augensteinlandschaft kann heute durch die Kombination der Verhältnisse in den Kalkalpen, in den inneralpinen Tertiärablagerungen und durch die Geröllanalysen (S. Schiemenz 1955, 1960 u. a.) in verschiedenen Abschnitten des Molassesüdrandes in aller Klarheit rekonstruiert werden. Es ergibt sich folgendes Bild: Die Zusammensetzung der Fremdgerölle in dem bayrischen und österreichischen Molassesüdstreif und in den chattischen Angerbergsschichten des Unterinntal-tertiärs mit schwarzem Dolomit und bestimmten anderen Typen sprechen für die Zusammengehörigkeit und die gleiche Herkunft dieser Schüttung. Aus der Parallele von Unterinntal- und Ennstal-Tertiär und dem seitlichen Übergang des letzteren bei Hieflau in ein Augensteinfeld

ergibt sich der Hinweis auf die Herkunft der Fremdgerölle im Gesamtgebiet der Kalkalpen bis in den Molassesüdstreif: Es handelt sich bei diesen Vorkommen um das auch in den „Augensteinen“ noch z. T. erhaltene Material, das aus den Zentralalpen stammt und fluviatil über die einheitlich nach N abdachende flachwellige Landschaft in der ganzen Breite in die Molasse eingeschüttet wurde. Es hat sich demnach weder die „Theorie der marinen Molasseshülle“ noch die Ableitung dieser Schotter von einer „germanischen Südschwelle“ — beides im Sinne deutscher Geologen — bewahrheitet. Nunmehr läßt sich aus den neuen Molasseuntersuchungen die Entwicklung dieser Augensteinlandschaft näher datieren: Bereits im Oberlattorf trifft man die ersten Hinweise auf eine derartige Schüttung aus den Zentralalpen. Im Rupel, Chatt und Tiefsaquitan herrscht im Molassesüdstreif eine grundsätzlich gleiche Zusammensetzung dieser nordgeschütteten Augenstein-Urschotter. Erst die alt-savische Phase bewirkte eine markante Umstellung in der Schuttlieferung im Aquitan, da durch diese Phase mit der Aufpressung des Flysches die Flyschschüttung in entscheidendem Umfang einsetzte. Für das Bestehen der Augensteinlandschaft kommt demnach der Zeitraum Oberlattorf bis Mittelaquitan in Betracht, wenn auch in der älteren Zeit noch ein Meeresarm in einer Quersenke im Gebiet des Unterinntales lokal gegen S vorgriff. Als Alter für das Ennstalertiär kommt demnach ebenfalls — wenn man von den ersten Anzeichen derartiger Schüttung im Oberlattorf im W absieht — nur der Zeitraum Chatt bis Mittelaquitan in Frage, nicht mehr Oberaquitan bis Burdigal. Mit den savischen Phasen wird dieser lang anhaltende Ruhezustand beendet. Die Zerstörung der Augensteinlandschaft im Aquitan ging im West-, Mittel- und Ostabschnitt nicht genau gleichzeitig vor sich, wie das verschiedenen späte Einsetzen der Flyschgeröllschüttung anzeigt: In der westlichen deutschen Molasse wird Flysch ab Mittelaquitan, in der östlichen deutschen Molasse ab Beginn des Aquitan, in der österreichischen Molasse erst ab Oberaquitan an Stelle der zentralalpiner Gerölle geliefert.

Der alt-savischen Phase ist nicht nur lokale Nordschuppung (Kaisergebirge) und Südschuppung (Ennstal) zuzuschreiben, sondern auch die Ausbildung des ersten Schuppensystems in der Molasse (Perwang) und die Antiklinalenbildung bei Bad Hall, wo Aquitan transgressiv folgt. In der jung-savischen Phase kommt es zu einer erneuten Faltung in der subalpinen österreichischen Molasse bei Bad Hall, Burdigal transgredierte über diesem schwächeren Faltenbau (E. Braumüller 1959).

15. Unter den steirischen Phasen nimmt die altsteirische Phase im höheren Helvet den Rang einer Vorphase ein, die Hauptphase stellt die jungsteirische Gebirgsbildung an der Grenze Helvet/Torton dar. Eine jüngsteirische Phase als schwacher Nachläufer wird aus den Karpaten angegeben, in den Ostalpen ist sie nicht vorhanden.

Die altsteirische Phase wird im Wiener Becken durch die Diskordanz zwischen unterhelvetischer Luschnitzer Serie und oberhelvetischer Karpatischer Serie markiert, am NE-Sporn durch Blockschotterbildungen, im Grazer Becken durch die Diskordanz zwischen „Schlier“ und Oberen Eibiswalder Schichten, im Lavanttal durch die Granitztaler Blockschotter. In die jungsteirische Phase fällt zunächst die Bewegung der Waschbergzone über die Molasse, wahrscheinlich gehören ihr auch die letzten Bewegungen an der Überschiebungsfäche von Helvetikum und Flysch gegen die Molasse an. Die jungsteirische Diskordanz zwischen Helvet und Torton läßt sich im Außer- und Inneralpinen Wiener Becken und im Grazer Becken nachweisen.

16. Die moldauische Phase an der Grenze Torton/Sarmat, die in den Ostkarpaten (Moldauregion) noch große Randüberschiebungen verursachte, bewirkte in den Einbruchbecken am Alpenostrand nur eine randliche Schichtlücke im Obertorton (Rotalienzone) und transgressives Vordringen des Untersarmat. In Süddeutschland könnte die Aufpressung des Südrandes der ungefalteten Molasse durch diese Phase bewirkt worden sein.

17. Die folgenden Phasen, im allgemeinen nur mehr durch schwache epirogenetische Bewegungen hier wirksam, werden im Sinne von A. Winkler-Hermaden 1957 zum jüngst-alpidischen Zyklus zusammengefaßt. Die attische Vorphase an der Grenze Mittel/Ober-Sarmat wird durch die diskordant lagernden Carinthischen Schotter des Obersarmat im Grazer Becken, die Obersarmat-Schotter der Ödenburger Pforte und den diskordanten obersarmatischen Kuchler Horizont im Lavantbecken markiert. Die attische Phase an der Grenze von Sarmat und Pannon wird in den Becken am Alpenostrand durch den Ausfall der pannonischen Zone A in Randteilen und durch die diskordante Auflagerung von Pannon B gekennzeichnet. Vor allem aber scheint der noch mehrere Kilometer weite, nach N über die untersarmatische Jauntal-Rosenbacher Kohlenserie vorgetragene Vorstoß der Nordkarawanken auf diese Phase zurückzugehen. Die rhodanische Phase des höheren Pannon C wird z. B. durch die diskordant lagernden Kapfensteiner Schotter

im Grazer Becken markiert, die slawonische Phase des Pannon F durch lignitische Serien in den Ostrandbecken, die ostkaukasische Phase an der Grenze Pannon/Daz durch die diskordanten Rohrbacher Konglomerate und die Präbasaltischen Schotter am Alpenstrand. Die postdazische Phase und die an der Grenze Pliozän/Pleistozän eingestufte walachische Phase sind in den Ostrand-Becken unbedeutend und erst im slawonisch-kroatischen Raum noch durch Verbiegungen wirksam. In den jüngsten Abschnitt des jüngstalpidischen Zyklus fällt aber nochmals eine tangentielle Bewegung, der Nachschub der Nordkarawanken gegen das Klagenfurter Becken als zweiter, nachhattischer Bewegungsakt, durch den noch das plio-(bis? pleisto-)zäne Barental-Sattnitzkonglomerat randlich bis zur Saigerstellung aufgefaltet wurde. Durch eine Wiederbelebung der oberostalpinen Wurzelzone im jüngstalpidischen Zyklus sind demnach hier am Karawankennordrand die jüngsten tangentialen Bewegungen in den Ostalpen vor sich gegangen.

II. Die Großgliederung des alpidischen Phasenzklus.

Bei einem Überblick über die angeführte Phasenfolge lassen sich nach der Wirksamkeit der Phasen drei Abschnitte in der alpidischen Entwicklung des Ostalpen-Orogens unterscheiden. In der Trias und im Jura, von der montenegrinischen Phase bis zur jungkimmerischen Phase, herrscht vertikale Bewegung vor. Keine Deckenüberschiebungen sind zu belegen. Die Bodenunruhe nimmt in den jüngeren Phasen zu, in der mesokimmerischen Phase des Lias ist das Phänomen der Groborogenbrekzie mit haus- und berggroßen Brekzienkomponenten noch selten und auf das Unterostalpin beschränkt, aus der Zeit der jungkimmerischen Phase trifft man nicht nur in den Zentralalpen, sondern auch in den Kalkalpen Zeugen submariner Bergstürze zufolge tektonisch bedingter Übersteilung.

Von der austroalpinen Phase im Neokom angefangen bis zur steirischen Phase reicht das nächste Stadium, jenes der großen Deckenbewegungen. Dabei bewirkten austroalpine und austrische Phase zusammen — vom W abgesehen — den ersten großen Vorschub der ostalpinen Einheiten über das Pennin bis zum Ultrapienidischen Rücken, in dessen Gefolge in der mediterranen Phase noch die Deckenbildung in den Kalkvorpalpen — vielleicht durch den Widerstand an der Ultrapienidischen Schwelle hervorgerufen — vonstatten ging. Mit der subherzynischen und laramischen Phasengruppe tritt im Hauptabschnitt der Ostalpen eine Periode geringeren Deckenschubes ein. Im

illyrisch-pyrenäischen und im savischen Zyklus vollzog sich dann der zweite große Deckenvorstoß des Oberostalpin über den seit der Ressenphase in die Tiefe versetzten Ultrapienidischen Zug hinweg auf Flysch und Helvetikum. Diese zweite große Etappe im Deckenvorschub kann nunmehr durch die Klarstellung des Ausmaßes und Alters der mittelligozänen bis tiefaquitänen Augensteinschotterdecke erstmals in zwei Bewegungsakte zerlegt werden: In die nachgosauischen Schuppungen des illyrisch-pyrenäischen Zyklus, bei denen in den Kalkalpen noch keine Augensteinablagerungen eingeklemmt werden konnten, und in die wesentlich schwächere Nachschuppung der Kalkalpen in der savischen Phase, wobei eingeklemmte Reste der Augensteinschotterdecke die Datierung zulassen. Die letzten horizontalen Bewegungen am Alpennordrand, an der „Alpenrandstörung“, gingen in der steirischen Phase vor sich.

Im dritten Akt der alpinen Gebirgsbildung dominiert bereits wiederum epirogenetische Tektonik, die in den einbrechenden Becken zur Zeit der Phasen nur eine Unterbrechung der Subsidenz und eine flachwellige Faltung — durch Diskordanzen markiert — hervorgerufen hat. Daneben aber zeigen alte mobile Zonen, daß im gleichen Gebirge in diesem Schlußakt gleichzeitig noch kräftige horizontale Bewegungen möglich sind (Karawanken-nordschub).

III. Allgemeine Bemerkungen zur Phasenlehre.

Während bisher einerseits die Gebirgsbildung als ein phasenhaft ablaufender Bewegungsvorgang gedeutet worden ist, wurde andererseits seit alters von einer Reihe von Forschern die Existenz scharf begrenzter Phasen tektonischer Aktivität beim Werden der Gebirge geleugnet. Mit zunehmender Kenntnis der Einzelheiten ergibt sich die Möglichkeit, die Phasenlehre in der Formulierung H. Stille 1924 heute genauer zu überprüfen. Von den Gegnern der Phasenlehre wurden ja teils nur bestimmte Gesichtspunkte dieses Konzeptes abgelehnt, teils aber wurde auch die Existenz scharf begrenzter Phasen negiert, also der Grundgedanke der Idee überhaupt geleugnet (J. Gilluly 1949, H. Weber 1963 usw.) Aus der Sicht der Ostalpentektonik läßt sich hiezu heute auf weitgehend verfeinerter stratigraphischer Basis folgendes anführen.

Bei dem nötigen strengen Maßstab ist in vielen Fällen eine Koinzidenz zwischen Phasen aus außeralpinen Typlokalitäten und den ihnen bisher zugeordneten Phasen in den Ostalpen nicht

gegeben: Die bisher als Ilseder Phase (Typlokalität: Unter/Mittel-Santon) bezeichnete vorgosauische Bewegung (Mittel-turon) in den Ostalpen darf z. B. auf Grund der Altersverschiedenheit keineswegs mit diesem Namen belegt werden. Bei der labinischen Phase, bei der agassizischen Phase und der alpinen Doggerphase bemerkt man ähnliches. Es ist demnach aller Wahrscheinlichkeit nach keine weltweite Gleichzeitigkeit der Gebirgsbildungsphasen gegeben. Wohl aber läßt sich die Auswirkung bestimmter Phasen im mediterranen Gebirgsstrang über weite Strecken hin als gleichzeitig erweisen, besonders der deckentektonisch so wirksamen Phasen der Kreidezeit. Die Existenz von phasenhaften Paroxysmen der Gebirgsbildung und von dazwischenliegenden Ruhezeiten aber läßt sich in den Ostalpen klar erfassen — trotzdem die fortschreitende Kenntnis der Einzelheiten eine „Inflation an Phasen“ (W. Zeil 1962) im jüngstalpindischen Zyklus mit sich gebracht hat. Auch wenn heute viele Phasen zu registrieren sind, kann das keinesfalls zu einer Ablehnung des vielfach belegbaren Wechsels von Paroxysmus mit bedeutender Tektonik und Ruhepausen führen. Nur als ein Beispiel hiefür sei hier die lange Zeit der Ruhe im Oligozän angeführt, in der die Augensteinlandschaft sich entwickelte und die darauf folgende rasche Umstellung und Zerstörung dieser Landschaft im Aquitan, als der Flysch in der altsavischen Phase in Bewegung geriet, die Molasseschuppung begann, usf. Dieses Beispiel weist außerdem eindringlich auf die bekannte Tatsache der unterschiedlichen Auswirkung der gleichen Phase in verschiedenen Abschnitten eines Gebirges hin. Während in den Ostalpen im Oligozän eine Ruhepause im Werden des Gebirges eingetreten war, entstand gleichzeitig in der helvetischen Phase in den Schweizer Alpen der Deckenbau im Helvetikum! Ungleich starke Auswirkung der Hauptphasen der Kreide im W und E bewirkte in den Ostalpen auch das so auffällige Vorausschießen der Bewegung im Mittel- und Ostteil. Im plastischen Gebirgsstrang waren die höheren Deckenelemente im E schon vorocenanom bis über das spätere Tauernfenstergebiet vorgetragen worden, während die tiefen Einheiten (Pennin, Unterostalpin) im W noch bis in die Kreide (Engadin) oder ins Alttertiär (Prätigau) freilagen, wie 1963 näher ausgeführt wurde. Auch für dieses Phänomen des „Vikariierens der Faltung“, das sich in kleinerem Ausmaß später an der ungleichzeitigen Bewegung an der Alpenrandstörung wiederum zeigt, bieten die Ostalpen ein eindrucksvolles Beispiel.